



Évaluation des fonctions de pédotransfert d'un sol hétérogène, milieu récepteur d'eau usée traitée, sur un site pilote dédié

Behzad Nasri

► To cite this version:

Behzad Nasri. Évaluation des fonctions de pédotransfert d'un sol hétérogène, milieu récepteur d'eau usée traitée, sur un site pilote dédié. Sciences de la Terre. Université Paris-Est, 2013. Français. NNT : 2013PEST1180 . pastel-00976685

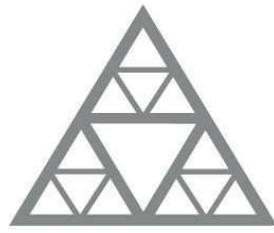
HAL Id: pastel-00976685

<https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00976685>

Submitted on 10 Apr 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



École des Ponts

ParisTech

UNIVERSITÉ —
— PARIS-EST

Thèse présentée pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université Paris-Est
Spécialité : Sciences et Techniques de l'Environnement

Par

Behzad Nasri

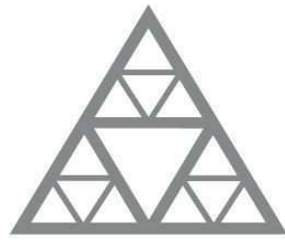
Ecole Doctorale : SCIENCES, INGENIERIE ET ENVIRONNEMENT

***Évaluation des fonctions de pédotransfert d'un sol
hétérogène, milieu récepteur d'eau usée traitée, sur
un site pilote dédié***

Thèse soutenue le 10 décembre 2013 devant le jury composé de :

Dimitri Xanthoulis
Rafaël Angulo-Jaramillo
Ary Bruand
Julien Tournebize
Véronique Texier
Bruno Tassin
Olivier Fouché-Grobla

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse
Co-directeur de thèse



École des Ponts

ParisTech

UNIVERSITÉ —
— PARIS-EST

Thèse présentée pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université Paris-Est
Spécialité : Sciences et Techniques de l'Environnement

Par

Behzad Nasri

Ecole Doctorale : SCIENCES, INGENIERIE ET ENVIRONNEMENT

*Évaluation des fonctions de pédotransfert d'un sol
hétérogène, milieu récepteur d'eau usée traitée, sur
un site pilote dédié*

30

40

Directeur de thèse : **Bruno TASSIN**

Co-directeur de thèse : **Olivier FOUCHÉ-GROBLA**

50

60

70

The centre of wisdom lies in the ancient
books:

To avoid the world's quarrel
And to pass the short time without fear
And to get by in life without violence,

80

To reply evil with good;
Not to fulfil one's wishes, but to forget
Passes for wisdom.

All this I can't do...

"To those born afterwards"
Bertolt Brecht

Je souhaite dédier cette thèse à ma mère qui est le symbole de la résistance pour moi et aussi à mon père qui m'a encouragé à faire la thèse...

REMERCIEMENTS

Le travail de cette thèse a été mené au sein du laboratoire Eau, Environnement et Systèmes Urbains (LEESU), de l'université Paris-Est et l'École des Ponts ParisTech. Il a été effectué dans le cadre du projet ANCRES, Assainissement Non Collectif, Rétention et Épuration par les Sols, du programme GESSOL-3 du Ministère de l'Ecologie, sous le pilotage de Monsieur Olivier Fouché-Grobla. C'est grâce à l'aide et au support de tous les partenaires scientifiques de ce projet que les pages de ce mémoire ont été réalisées.

110 *Je voudrais remercier Monsieur Bruno Tassin, Directeur de thèse et du LEESU, grâce à qui cette thèse s'est déroulée dans les meilleures conditions. Son avis pendant la conception du site pilote, sa patience et ses remarques pertinentes durant mes présentations successives m'ont orienté dans ce travail.*

Je tiens à exprimer toute ma profonde reconnaissance à Olivier Fouché, Maître de conférences du Conservatoire National des Arts et Métiers (Le Cnam), Chercheur délégué au LEESU, et coordonateur du projet ANCRES, pour avoir accepté du début à la fin la direction de la thèse, pour ses conseils et aides et pour sa disponibilité qui m'ont été vitaux pour que je puisse mener à bien ce travail de recherche. Par ailleurs, Olivier et sa famille m'ont beaucoup aidé durant mon séjour en France. Cela m'a profondément touché et je n'oublierai
120 *jamais leurs qualités humaines et leur solidarité.*

Je tiens ici à exprimer mes sentiments respectueux à Monsieur Ary Bruand, Professeur à l'Université d'Orléans, à Monsieur Rafaël Angulo-Jaramillo, Chargé de recherche au CNRS, à Monsieur Dimitri Xanthoulis, Professeur honoraire à la Faculté Universitaire des Sciences Agronomiques de Gembloux (Belgique), à Monsieur Julien Tournebize, Chargé de recherche à Irstea, et à Madame Véronique Texier, Directrice Technique & Développement Eau et Energie au bureau d'étude SETUR, pour avoir accepté d'évaluer ce travail et d'être membres de mon jury.

J'adresse tous mes remerciements à l'Institut Kurde de Paris, parce que c'est cet institut, sous la direction de Monsieur Kendal Nezan, qui m'a donné la chance de poursuivre
130 *mes études en France. C'est aussi grâce à lui que j'ai appris le français à l'université Stendhal, Grenoble III.*

Cette thèse n'aurait jamais abouti sans moyens financiers. Je tiens donc à remercier le Gouvernement Français : le Ministère des Affaires étrangères pour une bourse principale, et

le Ministère de l'Ecologie, l'ADEME et le programme GESSOL pour une bourse complémentaire par l'intermédiaire du projet ANCRES.

Pour la partie expérimentale de cette thèse, j'ai sollicité des personnes de plusieurs laboratoires pendant 3 ans. Je tiens à remercier chaleureusement, Christophe Saillé, Ingénieur d'étude du projet ANCRES, Mohamed Saad, Ingénieur de recherche au LEESU, Guillaume Faucheux, Ingénieur d'étude au laboratoire de géotechnique du Cnam, Patrice Lefrançois et Geneviève Lespinasse, Ingénieurs de recherche au laboratoire de matériaux du Cnam, et le groupe des techniciens sous la responsabilité de Emmanuel De Laure de l'équipe géotechnique (ancien CERMES) du laboratoire NAVIER à l'École des Ponts.

Je remercie profondément David Ramier, Chargé de recherche au CETE-Île-de-France pour son aide au traitement des données hydrodynamiques du site pilote, la relecture d'une section de la thèse et ses remarques et commentaires pendant la rédaction de la thèse.

J'adresse mes remerciements à Nadia Guerguadj pour sa contribution active pendant l'installation du dispositif expérimental, et pour son travail de cartographie des colluvions, la réalisation des cartes et des illustrations.

Ali Hannouche, Chercheur au LEESU, m'a aidé pour la programmation de l'analyse de propagation des erreurs et aussi la mise en page de la thèse. Merci Ali.

Je remercie le SPANC de Toucy et Madame Christine Bailly pour leur collaboration au projet ANCRES et leur aide pour trouver des sites d'ANC dans le territoire d'étude.

La réalisation du site pilote n'aurait jamais été possible sans la collaboration de la famille Gillet, propriétaire de la maison... et du dispositif d'ANC. Ils nous ont chaleureusement accueillis pendant deux ans et ils ont vraiment réagi comme des membres du projet. Toute ma gratitude leur est acquise.

Un grand merci à Mesdames Annick Piazza, Catherine Charleux, Marie-Claude Grosheny et Cécile Blanchemanche pour leur implication dans le travail administratif.

Je n'oublie pas de remercier tous les chercheurs, doctorants, stagiaires, techniciens du LEESU pour leur sympathie.

Enfin, je réserve mes cordiaux remerciements à mes camarades de près ou de loin, pour leurs encouragements, leur soutien moral et pour leur amitié.

RESUME

Evaluation des fonctions de pédotransfert d'un sol hétérogène, milieu récepteur d'eau usée traitée, sur un site pilote dédié

Partout où les techniques d'assainissement collectif sont considérées comme non soutenables ou n'ont pas encore été mises en place, l'alternative se trouve dans les solutions par assainissement non collectif (ANC). L'ANC fait appel au sol pour ses fonctions épuration, rétention et évacuation. Le sol est aussi un compartiment essentiel vis-à-vis du cycle de l'eau. La prise en compte de la structure des sols et de leurs propriétés texturales et hydrauliques est indispensable à la compréhension et à la gestion des flux participant à la qualité des eaux souterraines et superficielles.

Cette thèse est une partie essentielle du projet ANGRES (Assainissement Non Collectif – Rétention et Epuration par les sols). Son rôle dans le projet est d'assurer la compréhension physique du sol, milieu épurateur et récepteur, alors qu'une autre équipe a étudié la qualité et l'impact physico-chimique sur le sol, des eaux usées traitées. Pour cela, on choisit de décrire sa structure et ses propriétés contrôlant ses trois fonctions en ANC, puis de se focaliser sur le transfert de l'eau dans le sol sur un site instrumenté dans ce but. On veut comprendre le processus de l'infiltration imposée par un dispositif d'ANC dans un sol hétérogène : description du régime hydro-dynamique, identification des fonctions de pédotransfert et des paramètres de l'écoulement préférentiel résultant.

D'abord, suite au positionnement du site pilote d'ANC au pied d'un versant au cœur du plateau portlandien dans le département de l'Yonne en France, on a identifié là un type de sol hétérogène et complexe, caillouteux : une colluvion qui n'était pas cartographiée sur la carte géologique BRGM de cette région et sur laquelle on focalise la thèse. Ensuite, dans le sol complexe du site pilote, on a mesuré la conductivité hydraulique du sol par l'appareil Guelph, 15 essais sur 15 m² dans la fouille de l'ANC à une profondeur de 120 cm. De plus, on a récupéré 15 échantillons du sol accompagnant ces essais Guelph pour effectuer la caractérisation physique au laboratoire : on a mesuré la texture, la consistance, la teneur en matière organique et en carbonate dans la matrice des échantillons, ainsi que leur teneur en cailloux et leur humidité résiduelle. Puis, on a instrumenté ce site par un dispositif de suivi hydrique (tensiométrie, teneur en eau, piézométrie) et de prélèvement d'eau interstitielle du sol. Enfin, la masse volumique (densité) apparente de ce sol hétérogène a été déterminée in situ.

Parmi les paramètres mesurés, certains sont alors choisis comme indicateurs pour caractériser un sol comme milieu récepteur potentiel des eaux usées traitées en ANC, indicateurs que l'on a mesuré sur une série de sols variés du territoire d'étude. C'est déjà un produit qui valorise le projet.

Puis, à partir de la teneur en matière organique et de la texture, on estime la masse volumique apparente BD de la matrice du sol du site pilote au moyen de fonctions de pédotransfert (appelées BD-FPTs) de la littérature. On teste ensuite la relation entre la conductivité hydraulique à saturation K_s et la texture de ce sol complexe : une méthodologie en quatre phases est élaborée pour évaluer la capacité prédictive des fonctions K_s-FPTs et sélectionner les meilleures pour ce type de sol. Les résultats montrent que dans la colluvion, la conductivité hydraulique mesurée par les essais in situ est plus élevée qu'attendu d'après la matrice du sol et les K_s-FPTs. On démontre que la fraction des cailloux dans le sol joue un rôle essentiel en accélérant l'évacuation des eaux usées traitées et de l'eau pluviale vers les couches sous-jacentes, et finalement vers la nappe.

Enfin, avec les données instantanées de piézométrie, teneur en eau volumique et potentiel matriciel du sol, acquises par une centrale d'acquisition en suivi continu, le régime hydrodynamique du sol sous le massif filtrant de l'ANC a été étudié. On met en évidence un écoulement préférentiel qui confirme les résultats précédents issus des fonctions K_s-FPTs pour le transfert dans le sol caillouteux.

On conclut que cette expérimentation, unique en son genre, a été utile pour évaluer le régime hydrodynamique spécifique et la fonction de transfert et d'évacuation de l'eau dans le sol recevant les eaux usées traitées. On a identifié les paramètres prédictifs pertinents et les relations empiriques qui permettent de faire l'économie de nombreux et incertains essais d'eau (conductivité) et de sol (densité apparente) in situ, ainsi que d'essais pénibles en laboratoire (teneur en cailloux). L'ajout de graviers et graves calcaires par mélange au sol en place est donc une méthode efficace pour améliorer la capacité de transfert de l'eau des sols fins et lourds, non seulement en assainissement des eaux usées mais aussi dans les projets d'aménagement, notamment en gestion de l'eau de pluie.

Mots clés : Assainissement non collectif, sol, infiltration, fonction de pédotransfert, écoulement préférentiel.

ABSTRACT

Evaluation of pedotransfer functions of a heterogeneous soil, the receptor milieu for treated wastewater, a dedicated pilot site

Wherever collective sanitation techniques are considered unsustainable or have not yet been implemented, the alternative is in the solutions by on-site sanitation (ANC). The ANC calls on the soil for its purification, retention and evacuation functions. The soil is an essential compartment in hydrologic cycle of water in the nature. Taking into account of soil structure and their textural and hydraulic properties is essential for the understanding and management of flows involved in the quality of ground and surface waters.

This thesis is an essential part of the ANCREs project (On-Site Sanitation – Retention and purification by the soils). Its role in the project is to ensure the physical understanding of soil; depurator and receptor media, while another team studied the quality and physico-chemical impact on the soil, treated wastewater. For this aim, we chose to describe its structure and its properties controlling three functions in ANC and for this purpose we focused on the transfer of water in the soil in an instrumented site. We want to understand the process of infiltration imposed by an ANC system in heterogeneous soil: description of the hydrodynamic regime, identification of pedotransfer functions and parameters of the resulting preferential flow.

At first, due to the positioning of the pilot ANC site, at the foot of a slope in the portlandien plate in Yonne department in France, a type of complex and heterogeneous stony soil, a colluvion, was identified. This soil has not been mapped on the BRGM (Bureau de recherches géologiques et minières) geological map of the area. So, the thesis was focalised on this soil. Then, in this complex soil of the pilot site at a depth of the 120 cm of the excavation of the ANC, the soil hydraulic conductivity was first measured by a Guelph apparatus on 15 m². We totally made 15 infiltration tests. Furthermore, we have collected 15 soil samples with each Guelph test for laboratory physical characterization: we determined the soil texture, the consistence, organic matter and carbonate content in the matrix of the soil, and also the stone fragment content and the residual humidity. Then, in order to study the soil functions, this site was instrumented by the water monitoring devices (tensiometers, water content probes, and piezometer) and the interstitial water sampling device from the soil. In addition, the in situ bulk density of this heterogeneous soil was determined.

Among the measured parameters, a series of indicators chosen to characterize the soil as a potential receptor medium of treated wastewater of the ANC, the indicators which we measured on the diverse types of soils in the study territory. It is already a product which valorise the project.

Then, from the organic matter content and the soil texture, the bulk density of the soil matrix using published pedotransfer functions (called BD-PTFs) was estimated. Then the relationship between saturated hydraulic conductivity Ks and the texture of the complex soil was tested. For this aim, a four-phase methodology was developed to assess the predictive ability of Ks-PTFs functions and to select the best ones to this type of soil. The results show that in the colluvion, the hydraulic conductivity measured by the in situ tests is much higher than which is waited from the soil matrix and the Ks-PTFs. We demonstrated that the stone fraction in the soil play an essential role in accelerating the evacuation of the treated wastewaters and rainwater toward the underlying layers, and finally toward the water table.

Finally, with instant piezometric data, volumetric water content and soil matrix potential acquired by a continuously monitoring data logger, the hydrodynamic regime of the soil under the gravel pack of the ANC has been studied. It highlights preferential flow which confirms earlier results from Ks-PTF functions for transfer in stony soils.

It is concluded that this experiment, unique in its kind, was useful in assessing the specific hydrodynamic regime and the transfer function and discharge of water in the soil receiving treated wastewater. We identified the relevant predictor parameters and empirical relationships that make the economies of many uncertain tests of water (conductivity) and of soil (bulk density) in-situ, as well as the tedious laboratory tests (stone content). Adding of gravel and limestone gravel by mixing in the soil is an effective method to improve the ability to transfer water for heavy soils and not only in wastewater but also in development projects, including in managing the rainwater.

Keywords: On-site sanitation, soil, infiltration, pedotransfer function, preferential flow

TABLE DES MATIERES

	Remerciements	9
	Résumé	11
	Abstract	13
	Table des matières	15
	Annexes	19
	Liste des figures	21
	Liste des tableaux	27
280	Liste des paramètres	31
	Introduction générale	33
	Chapitre 1. Analyse bibliographique	39
	1.1. Dispositif d'assainissement non collectif (ANC)	39
	1.1.1. Eléments d'un dispositif d'ANC	40
	1.1.2. Collecte.....	41
	1.1.3. Prétraitement	41
	1.1.4. Ventilation	43
	1.1.5. Traitement	43
	1.1.6. Évacuation	48
290	1.1.7. Composition des eaux usées domestiques et des eaux traitées en ANC	48
	1.1.8. Conception des dispositifs d'ANC	49
	1.1.8.1. Aptitude d'une parcelle à l'ANC	50
	1.1.8.2. Dimensionnement.....	52
	1.2. Processus d'épuration par filtration.....	54
	1.2.1. Traitement des matières en suspension et de la matière organique.....	55
	1.2.2. Dégradation de l'azote et du phosphore	56
	1.2.3. Traitement des micro-organismes pathogènes	57
	1.2.3.1. Élimination des micro-organismes.....	57
	1.2.3.2. Mécanismes de transport et de rétention des micro-organismes.....	58
300	1.2.3.3. Devenir des bactéries	62
	1.2.3.4. Devenir des virus.....	64
	1.2.4. Élimination des micropolluants organiques	65
	1.2.5. Épuration par le sol : agriculture, sols pollués, STEP	67
	1.2.6. Évacuation par le sol des eaux usées traitées	69
	1.2.6.1. Effet des propriétés physiques du sol.....	70
	1.2.6.2. Effet des paramètres hydrauliques du sol.....	72
	1.2.7. Conclusion.....	74
	1.3. Caractérisation physique du sol.....	76
	1.3.1. Les éléments constitutifs de la matrice et la classification des sols	76
310	1.3.1.1. Analyse granulométrique	77
	1.3.1.2. Les constituants solides et la texture	79
	1.3.2. Structure du sol.....	80
	1.3.3. Espace poral	82
	1.3.3.1. Forme de l'espace poral	82
	1.3.3.2. Masse volumique réelle et apparente du sol.....	83
	1.3.3.3. Organisation du sol en horizons ou en couches	85
	1.3.3.4. Répartition de la porosité du sol.....	85
	1.3.3.5. Évolution de la structure des sols	86
	1.3.4. Les argiles	89

320	1.3.5. Surface spécifique	91
	1.3.6. Caractéristiques physiques et hydrauliques des sols caillouteux	93
	1.4. Mécanisme d'écoulement de l'eau dans le sol.....	98
	1.4.1. Propriétés hydrauliques du sol	98
	1.4.1.1. Teneur en eau du sol.....	99
	1.4.1.2. Rétention de l'eau dans le sol.....	101
	1.4.1.3. Sonde de pression et piézomètre	103
	1.4.2. Circulation de l'eau dans un milieu saturé	104
	1.4.2.1. Loi de Darcy.....	105
330	1.4.2.2. Notion d'anisotropie.....	106
	1.4.2.3. Notion d'hétérogénéité	106
	1.4.3. Notions utilisées pour la conductivité hydraulique	107
	1.4.4. Méthodes de mesure de la conductivité hydraulique	107
	1.4.4.1. Méthode de Porchet.....	108
	1.4.4.2. Méthode du perméamètre de Guelph	112
	1.5. Relations empiriques entre les propriétés physiques et hydrauliques du sol	112
	1.5.1. Définition générale des fonctions de pédotransfert (FPTs).....	113
	1.5.2. Des FPTs pour prédire la conductivité hydraulique du sol	116
	1.5.2.1. La Ks-FPT de Cosby (1984)	119
	1.5.2.2. La Ks-FPT de Brakensiek (1984).....	119
340	1.5.2.3. La Ks-FPT de Vereecken (1990)	120
	1.5.2.4. La Ks-FPT de Saxton (1986)	120
	1.5.2.5. La Ks-FPT de Saxton (2006)	120
	1.5.2.6. La Ks-FPT d'Adhikary (2008).....	121
	1.5.2.7. La Ks-FPT de Wösten (1997)	121
	1.5.2.8. La Ks-FPT de Wösten (1999)	121
	1.5.2.9. La Ks-FPT de Campbell (1985).....	122
	1.5.2.10. La Ks-FPT de Ferrer-Julià (2004).....	123
	1.5.3. Critères statistiques pour évaluer les FPTs	123
	1.5.4. Des FPTs pour prédire la masse volumique apparente du sol.....	124
350	1.5.4.1. Des paramètres prédictors des BD-FPTs.....	125
	1.5.4.2. Les BD-FPTs de la catégorie BD1	126
	1.5.4.3. Les BD-FPTs de la catégorie BD2.....	128
	1.5.4.4. Les BD-FPTs de la catégorie BD3.....	130
	1.5.4.5. Les BD-FPTs de la catégorie BD4.....	133
	1.6. Écoulement préférentiel dans le sol	133
	1.6.1. Classification de l'écoulement préférentiel.....	134
	1.6.2. Impact des cailloux sur l'écoulement préférentiel	135
	1.6.3. Techniques d'études de l'écoulement préférentiel	136
360	1.7. Conclusion sur la caractérisation physique, les mécanismes d'écoulement et le pédotransfert.....	139
	Chapitre 2. Contexte et cartographie du sol étudié	141
	2.1. Description générale de l'Yonne	141
	2.2. Géologie de l'Yonne et géomorphologie	142
	2.3. Réseau hydrographique.....	146
	2.4. Description pédologique de l'Yonne.....	147

	2.4.1. Les Puisayes (PC, PE et PG).....	147
	2.4.1.1. La Puisaye Crétacée (PC).....	147
	2.4.1.2. La Puisaye Eocène (PE)	148
370	2.4.1.3. La Puisaye Gâtinaise (PG)	149
	2.4.2. L'Auxerrois occidental (AO)	149
	2.4.3. La Champagne Jovinienne (CJ)	150
	2.4.4. Le Gâtinais (GA).....	151
	2.4.5. Les Plateaux de Bourgogne (BO).....	151
	2.5. Les colluvions : un milieu complexe	153
	2.5.1. Les colluvions dans la carte pédologique existante	153
	2.5.2. Méthodologie développée pour cartographier la colluvion.....	160
	2.5.3. Justification du choix du site pour installer le pilote d'ANC	161
380	2.6. Conclusion du chapitre 2	168
	Chapitre 3. Démarche expérimentale : caractérisation hydraulique et physique	169
	3.1. Conception et réalisation d'un site pilote pour l'étude des fonctions du sol en assainissement non collectif	170
	3.1.1. Description du site d'implantation du dispositif d'ANC dédié.....	170
	3.1.2. Matériels et méthode	172
	3.1.2.1. Essais in situ dans la fouille	173
	3.1.2.2. Installation des dispositifs de surveillance hydrique.....	174
	3.1.2.3. Prélèvement de l'eau interstitielle du sol	184
390	3.1.2.4. Les tensiomètres pour mesurer la succion du sol.....	191
	3.1.2.5. La sonde de profil de teneur en eau du sol.....	193
	3.1.2.6. Centrale d'acquisition des données	196
	3.1.2.7. Traitement des données hydrodynamiques du site pilote.....	198
	3.1.2.8. Station météorologique	199
	3.1.2.9. Dispositif de surveillance de la nappe phréatique	200
	3.2. Mesure in situ de la conductivité hydraulique à saturation du sol par le perméamètre de Guelph	201
	3.2.1. Protocole de mesure de la conductivité hydraulique par Guelph.....	201
	3.2.2. Principe théorique et mode de calcul	204
400	3.2.2.1. Equations utilisées pour interpréter la conductivité hydraulique avec l'appareil Guelph	208
	3.2.2.2. Les résultats des mesures de la conductivité hydraulique à saturation	214
	3.3. Caractérisation pédologique des échantillons de sols	219
	3.3.1. Stratégie de prélèvement et préparation des échantillons de sols	221
	3.3.2. Description des logs	224
	3.3.3. Humidité (teneur en eau) résiduelle	225
	3.3.4. La teneur en cailloux des échantillons	226
	3.3.5. Analyse granulométrique des échantillons.....	229
	3.3.5.1. Analyse granulométrique du sable (massif filtrant)	230
410	3.3.5.2. Analyse granulométrique du sol du site pilote	232
	3.3.5.3. Comparaison des méthodes de mesure de la texture.....	234
	3.3.6. Analyse de la surface spécifique du sol	236
	3.3.7. Observation microscopique des particules fines du sol	239
	3.3.8. Analyse de consistance du sol : les limites d'Atterberg.....	241
	3.3.9. La teneur en carbonate de calcium des échantillons	244

	3.3.10. La teneur en matière organique	245
	3.4. Détermination in situ de la masse volumique apparente d'une colluvion	246
	3.5. Conclusion du chapitre 3	252
	Chapitre 4. Résultats : indicateurs et fonctions de pédotransfert	255
420	4.1. Proposition des indicateurs physico-chimiques du sol pour l'ANC	255
	4.1.1. Introduction	255
	4.1.2. Définition d'un indicateur	255
	4.1.3. Caractéristiques générales d'un indicateur	257
	4.1.4. Les paramètres physiques du sol mesurés au laboratoire	258
	4.1.5. Les paramètres physiques du sol mesurés sur le terrain : K _s	260
	4.2. Les indicateurs pour caractériser un sol comme milieu récepteur potentiel des eaux usées traitées	262
	4.2.1. Teneur en eau (ou humidité) résiduelle	263
	4.2.2. Analyse granulométrique par sédimentation (densimétrie)	264
430	4.2.3. La teneur en carbonate de calcium du sol	266
	4.2.4. Teneur en matière organique	267
	4.2.5. Les limites d'Atterberg ou indices de consistance	269
	4.2.6. Surface spécifique	271
	4.2.7. Conductivité hydraulique selon Guelph	274
	4.2.8. Relation entre surface spécifique et capacité d'échange pour les sols du territoire d'étude	275
	4.3. Estimation de la masse volumique apparente de la matrice du sol par les BD-FPTs	278
	4.4. Relation entre K_s et texture d'un sol complexe : fonctions de pédotransfert	282
440	4.4.1. Evaluation des K _s prédites par les couplages BD-Ks-FPTs pour 15 points de mesure sur le site n°12	282
	4.4.1.1. L'analyse des Ks-FPTs de la catégorie I (phase 0)	289
	4.4.1.2. L'analyse des Ks-FPTs de la catégorie II (phase 1)	292
	4.4.1.3. Conclusion de la phase 1 d'évaluation des couplages BD-Ks-FPT	312
	4.4.2. Relation entre la fraction des cailloux R _w et la conductivité hydraulique K _s mesurée par l'appareil Guelph	318
	4.4.3. Phase 2 de l'évaluation des couplages BD-Ks-FPTs	320
	4.4.3.1. Résultats des K _s prédites pour les six points de mesure (étape 2-1)	320
	4.4.3.2. Corrélation entre les K _s prédites et les R _w mesurées (étape 2-2)	328
450	4.4.4. Analyse de l'incertitude associée et propagation des erreurs par l'application des couplages des FPTs (Phase 3)	336
	4.5. Caractérisation du comportement hydrodynamique du site pilote d'ANC	339
	4.5.1. Suivi de la pluie et de la nappe	339
	4.5.2. Observation de la succion	341
	4.5.3. Suivi de la teneur en eau volumique	345
	4.6. Evaluation de l'écoulement préférentiel dans un sol caillouteux	349
	4.7. Conclusion et discussion sur les résultats	352
	Conclusion générale	361
	Perspectives	367
460	References	369

ANNEXES

<u>Annexe I.</u>	395
<u>Annexe II.</u>	399
<u>Annexe III.</u>	407
<u>Annexe IV.</u>	411
<u>Annexe V.</u>	414
<u>Annexe VI.</u>	421
<u>Annexe VII.</u>	425
<u>Annexe VIII.</u>	431
<u>Annexe IX.</u>	433
<u>Annexe X.</u>	441
<u>Annexe XI.</u>	444
<u>Annexe XII.</u>	455
<u>Annexe XIII.</u>	456
<u>Annexe XIV.</u>	459
<u>Annexe XV.</u>	464
<u>Annexe XVI.</u>	466

LISTE DES FIGURES

	Figure 1. Diagramme du fonctionnement d'un dispositif d'ANC	41
	Figure 2. Schéma de la filière tranchée et lit d'épandage.	45
	Figure 3. Schéma d'un filtre à sable non drainé.....	46
	Figure 4. Coupe longitudinale du filtre à sable non drainé (en haut) et drainé (en bas).	47
	Figure 5. Coupe longitudinale de la filière terre d'infiltration.....	47
480	Figure 6. Porosité du sol (d'après Gaucher, 1968). (1) Grosse crevasse déterminant la structure. (2) Crevasse de 2 ^{ème} ordre délimitant les agrégats. (3) Fissures fines déterminant la sous-structure. (4) Canalicules de faible diamètre. (5) Grosse lacune traversant les agrégats. (6) Lacune tubulaire creusée par un lombric. (7) Lacune aveugle.....	83
	Figure 7. Effet de dessiccation et humidification alternées sur le volume d'un bloc de sol (Hénin, 1976).	87
	Figure 8. Présentation d'un cristal de phyllosilicate 2:1 (Luckham et Rossi, 1999).....	90
	Figure 9. Structure de base des phyllosilicates	90
	Figure 10. Types de structure de minéraux argileux (Lambe, 1953).	91
	Figure 11. Carte géologique de l'Yonne (BD-BRGM au 1 / 1 000 000).....	144
	Figure 12. Carte du relief de l'Yonne (IGN BD-ALTI au 1 / 1 000 000) (Diren, 2008)	145
490	Figure 13. Toposéquence typique du Chablisien (Yonne). FP : formations de pentes. Les colluvions argilo-caillouteuses (Baize, 1988).	154
	Figure 14. Sols argilo-caillouteux sur formations de pentes (Baize, 1988).	154
	Figure 15. Situation géologique de la zone d'étude (à l'est du village de Ouanne, dans la vallée du même nom) dans la zone de transition entre le Jurassique supérieur (J8 et J9) et le Crétacé inférieur (n3 et n4a).....	155
	Figure 16. Limite des bassins versants (Ouanne et ru de Baulche). Aspect du relief et distribution des zones de pente > 8° sur J8 et J9. Zone à cheval sur les feuilles géologiques au 1/50 000 de Courson-les-Carières, Auxerre, et Chablis.	155
	Figure 17. Un extrait de la carte pédologique de l'Yonne (Baize et Voilliot, 1993). L'étoile indique la position du site pilote d'ANC sur la commune de Ouanne.	157
500	Figure 18. Profil du sol du site pilote. Noter le mélange hétérogène des cailloux et du sol fin, sans structure stratifiée.	158
	Figure 19. Profil du talus du versant en face du site pilote, avec des bancs de calcaire stratifiés en bas du talus à gauche et au milieu. La couleur de la matrice fine est différente.	158
	Figure 20. Profil du talus du versant en face du site pilote. Des bancs de calcaires stratifiés et fragmentés (J9).	159
	Figure 21. Champ sur le plateau au-dessus du site pilote. Sol peu épais sur substrat calcaire portlandien (J9).	159
	Figure 22. Carte intégrée des critères pour localiser les colluvions sur le bassin versant de l'Ouanne et du ru de Baulche. Les coupes sont tracées en couleur prune. Les aires susceptibles d'être occupées par ces colluvions de J9 correspondent aux pentes supérieures à 8°. Ces valeurs de pente sont des moyennes par cellule de 25 m x 25 m.	163
510	Figure 23. Contexte immédiat du site pilote (point marqué 0). Superposition de la géologie (même code couleurs que la légende donnée à la figure 22), de l'ortho-photo et des courbes de niveau. On a ajouté les pentes > 8° (4 intervalles) et les aires boisées (en vert kaki superposé aux pentes fortes). La croix noire localise le talus de J9 en place sur le versant opposé au site pilote, illustré par la figure 20. Trois profils sont tracés en rouge, qui sont indiqués aussi sur la figure 22.	164
	Figure 24. Profils des coupes transversales de la carte des critères : P0 au site pilote, P1 un peu en aval, et P2 à quelques centaines de mètres en aval du site pilote. Ces profils sont situés	

520	sur les figures 22 et 23. Les traits discontinus en orange indiquent sur chaque versant l'intervalle dans lequel les colluvions sont susceptibles d'exister.	165
	Figure 25. Talus observé sur un site en rive droite de l'Ouanne, à la coupe P2. La marne grise de J8 est surmontée par une colluvion à matrice brune à fauve.	166
	Figure 26. Profil de la coupe transversale P22 de la carte des critères à travers le ru de Baulche, au niveau du hameau de Crosle.	167
	Figure 27. Le talus à Crosle (commune de Coulangeron). Le sol organique s'est formé sur la couche de colluvion issue du J9 et déposée sur l'argile grise du J8 (bien exprimée par la stagnation de l'eau et les ornières au premier plan) à bancs de lumachelle (encore visible à gauche du tas argileux gris).	167
530	Figure 28. Situation géographique du site pilote.	171
	Figure 29. Position du site pilote à Usselot (parcelle cadastrale n°360).	172
	Figure 30. Carte géologique (données BRGM) du secteur de Ouanne où est situé le site pilote.	172
	Figure 31. Vue d'ensemble de la parcelle, du dispositif d'ANC et des instruments, sur le site pilote.	177
	Figure 32. Le plan du quadrillage des prélèvements de sol et des essais d'infiltration, et l'emplacement des capteurs au fond de la fouille du site pilote.	178
	Figure 33. A-1. Etat de l'instrumentation le 20 décembre 2011, A-2. Schéma agrandi d'installation d'une plaque poreuse. B. Etat de l'instrumentation le 20 janvier 2012 : 1. Le	
540	sable de granulométrie normalisée ; 2. Le collecteur des tubes connectés aux plaques poreuses déjà enfouies. 3. Une canne de tensiomètre ; 4. Une canne de réservation pour une sonde de teneur en eau ; 5. Un tuyau d'épandage des eaux usées prétraitées ; 6. La boîte de répartition ; 7. Le regard pour regrouper les tubes en téflon et les câbles ; 8. Le départ de la tranchée d'amenée des tubes et des câbles vers les pompes et la centrale d'acquisition dans la cave.	180
	Figure 34. Plan d'installation des capteurs au fond de la fouille du futur massif filtrant 181	181
	Figure 35. Coupe transversale (A-A') : vue depuis l'amont vers l'aval du massif filtrant.	182
	Figure 36. Coupe longitudinale (B-B') de gauche (amont) à droite (aval) de la fouille du futur massif filtrant.	183
	Figure 37. Les différents états de saturation et de l'eau dans le sol.	184
550	Figure 38. L'objectif détermine la durée d'observation, le niveau d'information, de temps et d'effort requis, et conditionne la sélection du dispositif d'échantillonnage optimal. Dans : Weihermuller <i>et al.</i> (2007).	186
	Figure 39. Une plaque poreuse.	190
	Figure 40. Le schéma du tensiomètre électronique installé sur le site pilote.	192
	Figure 41. Schéma de la sonde de profil de teneur en eau PR2/6.	196
	Figure 42. Le vue d'ensemble de la centrale d'acquisition DL2e utilisée au site pilote.	198
	Figure 43. Le schéma de la station météo WatchDog 2900ET avec les capteurs.	199
	Figure 44. Les composantes du perméamètre de Guelph.	204
560	Figure 45. Le bulbe saturé au champ et la zone d'imbibition qui se forment autour du trou de l'essai Guelph pendant une mesure de la perméabilité à charge constante. En condition d'écoulement permanent, qui se produirait en théorie si le temps devenait infini, le front mouillant s'étendrait à l'infini (ou aux limites établies pour une solution numérique) mais la taille du bulbe saturé au champ reste limité et essentiellement avec la même forme, comme sur ce schéma (Elrick <i>et al.</i> , 1989).	206
	Figure 46. La condition permanente de la taille et de la forme (maximum) du bulbe saturé au champ au fond du trou de l'essai pour trois types de sols, qui ont initialement une teneur en eau faible (i.e., $\phi \leq -1$ m) au champ (Elrick <i>et al.</i> , 1989).	207
	Figure 47. Courbe théorique de la relation entre conductivité hydraulique et succion du sol (Elrick <i>et al.</i> , 1989).	207

570	Figure 48. Le tableur de calcul de K_s pour l'appareil Guelph	217
	Figure 49. Le déroulement du prélèvement de l'échantillon du sol. (1) prélever l'échantillon gros de 10 kg du sol par la tarière thermique. ; (2) placer le sol prélevé dans un demi-tube en PVC et emballer avec un film plastique transparent.	222
	Figure 50. Humidité résiduelle (par rapport à la masse sèche) des 15 échantillons du sol du site pilote.	226
	Figure 51. La corrélation empirique entre l'humidité résiduelle et la teneur en cailloux des échantillons du site pilote.	228
	Figure 52. Courbe granulométrique des échantillons 12-11 et 12-14 du site pilote obtenue par voie humide.	230
580	Figure 53. Courbe granulométrique du sable utilisé au site pilote comme massif filtrant, et les limites MIN et MAX proposées par la norme.	231
	Figure 54. Variations des proportions de l'argile ($< 2 \mu\text{m}$), du limon ($2-50 \mu\text{m}$), et du sable ($> 50 \mu\text{m}$) pour les 15 échantillons du sol du site pilote.	233
	Figure 55. Photo du Granulomètre LASER LS 230 au Laboratoire NAVIER (ENPC).	235
	Figure 56. Ensemble de l'appareil BET (mesure de la surface spécifique) installé au Cnam, Paris.	237
	Figure 57. Les fissures sur la surface de la pastille de fines d'un échantillon du sol du site pilote à cause du retrait pendant le séchage.	240
590	Figure 58. La porosité intragranulaire (à gauche) et les feuillets d'argile (à droite) des particules fines du sol du site pilote.	240
	Figure 59. Spectre au MEB en quatre points de la pastille de fines du sol 12-11 du site pilote.	241
	Figure 60. Classification des sols fins en laboratoire, diagramme de plasticité (LCPC, 1965)	243
	Figure 61. Le profil du talus à Crosle : sol identique au site pilote.	249
	Figure 62. Le trou de l'essai de mesure du volume apparent au sable : l'excavation avant et après le remplissage avec du sable.	250
	Figure 63. Détermination du volume des cailloux dans l'eau.	251
600	Figure 64. Variations des proportions de l'argile ($< 2 \mu\text{m}$), du limon ($2 \text{ à } 50 \mu\text{m}$), et du sable ($> 50 \mu\text{m}$) pour les 15 échantillons des sols du territoire d'étude	265
	Figure 65. La variation comparative des K_s mesurées et prédites par les K_s -FPTs de la catégorie I.	290
	Figure 66. Résultats de la première étape de sélection des couplages de BD-FPTs avec la K_s -FPT de Brakensiek	296
	Figure 67. Résultats de la seconde étape de sélection des couplages des Torri-BD-FPTs avec la K_s -FPT de Brakensiek.	300
	Figure 68. Résultats de l'étape 1-1 de sélection des couplages des BD-FPTs avec la K_s -FPT de Vereecken	302
610	Figure 69. Variation comparative des K_s mesurées et des K_s prédites par le couplage de la K_s -FPT de Vereecken avec la BD-FPT de Rawls.	302
	Figure 70. Résultats de l'étape 1-2 de sélection des couplages des Torri-BD-FPTs avec la K_s -FPT de Vereecken	303
	Figure 71. Résultats de l'étape 1-1 de sélection des couplages des BD-FPTs avec la K_s -FPT de Saxton (1986).	304
	Figure 72. Résultats de l'étape 1-2 de sélection des couplages de Torri-BD-FPTs avec la K_s -FPT de Saxton (1986)	305
	Figure 73. Résultats de l'étape 1-1 de sélection des couplages des BD-FPTs avec la K_s -FPT de Saxton (2006)	306

620	Figure 74. Résultats de l'étape 1-2 de sélection des couplages des Torri-BD-FPTs avec la Ks-FPT de Saxton (2006)	307
	Figure 75. Résultats de l'étape 1-1 de sélection des couplages des BD-FPTs avec la Ks-FPT de Wösten (1997).	308
	Figure 76. Résultats de l'étape 1-1 de sélection des couplages des BD-FPTs avec la Ks-FPT de Wösten (1999)	310
	Figure 77. Résultats de l'étape 1-2 de sélection des couplages de Torri-BD-FPTs avec la Ks-FPT de Wösten (1999)	310
	Figure 78. Résultats de l'étape 1-1 de sélection des couplages de BD-FPTs avec la Ks-FPT de Campbell (1985).....	311
630	Figure 79. Résultats de l'étape 1-2 de sélection des couplages de Torri-BD-FPTs avec la Ks-FPT de Campbell (1985)	312
	Figure 80. Corrélation entre R_w et K_s pour le site n°12 (colluvion)	319
	Figure 81. Variation du critère GMER pour les couplages Torri-BD-Ks-FPT de Campbell (pour 6 valeurs de R_w mesurées).	325
	Figure 82. Variation du critère GSDER pour les couplages Torri-BD-Ks-FPT de Campbell (pour 6 valeurs de R_w mesurées).	325
	Figure 83. La variation du critère GMER pour les couplages du tableau 30 sélectionnés parmi les couplages des 32 Torri-BD-FPTs avec les 7 Ks-FPTs de catégorie II (d'après les 6 valeurs de R_w mesurées pour 6 échantillons du site n°12).....	327
640	Figure 84. La variation du critère GSDER pour les couplages du tableau 30 sélectionnés parmi les couplages des 32 Torri-BD-FPTs avec les 7 Ks-FPTs de catégorie II (d'après les 6 valeurs de R_w mesurées pour 6 échantillons du site n°12).	327
	Figure 85. Corrélation entre R_w et \hat{K}_s estimée par le couplage n°206 (Torri-Rawls-Brakensiek BD-Ks-FPT).	330
	Figure 86. Corrélation entre R_w et \hat{K}_s estimée par le couplage n°219 (Torri-Leonaviciute-BC-B-Brakensiek BD-Ks-FPT).	330
	Figure 87. Corrélation entre R_w et \hat{K}_s estimée par le couplage n°701 (Torri-Kaur-Lin-Wösten-1997 BD-Ks-FPT).	332
	Figure 88. Corrélation entre R_w et \hat{K}_s estimée par le couplage n°718 (Torri- Leonaviciute_B-Wösten-1997 BD-Ks-FPT).	332
650	Figure 89. La variation comparative des K_s mesurées et prédites par le couplage n 914 (Torri-Tomasella and Hodnett-Campbell BD-Ks-FPT).	333
	Figure 90. Corrélation entre R_w et \hat{K}_s estimée par le couplage n°914 (Torri-Tomasella and Hodnett-Campbell BD-Ks-FPT).	333
	Figure 91. La variation comparative des K_s mesurées et prédites par le couplage n 310 (Torri-Federer-B-Vereecken BD-Ks-FPT).	334
	Figure 92. La variation comparative des K_s mesurées et prédites par le couplage n 320 (Torri-Saxton_1986-Vereecken BD-Ks-FPT).	334
	Figure 93. La variation comparative des K_s mesurées et prédites par le couplage n 323 (Torri-Alexander-A-Vereecken BD-Ks-FPT).	335
660	Figure 94. La variation comparative des K_s mesurées et prédites par le couplage n 329 (Torri-Manrique et Jones-B-Vereecken BD-Ks-FPT).	335
	Figure 95. La variation de la nappe par rapport à la pluie pour la période sèche au site pilote	340

	Figure 96. La variation de la nappe par rapport à la pluie pour la période pluvieuse au site pilote.....	340
	Figure 97. La variation de la succion (m) du sol à 120 cm de profondeur (période sèche)....	342
	Figure 98. La variation de la succion (m) du sol à 120 cm de profondeur (période pluvieuse)	342
	Figure 99. La variation de la succion (m) du sol à 160 cm de profondeur (période sèche)...	343
670	Figure 100. La variation de la succion (m) du sol à 160 cm de profondeur (période pluvieuse)	344
	Figure 101. La variation de la teneur en eau (PR2) et de la succion (T3) du sol dans la maille numéro 2 (Période sèche).	346
	Figure 102. La variation de la teneur en eau (PR2) et de la succion (T3) du sol dans la maille numéro 2 (Période pluvieuse).	347
	Figure 103. La variation de la teneur en eau (PR3) et de la succion (T2) du sol dans la maille numéro 7 (période sèche).	347
	Figure 104. La variation de la teneur en eau (PR3) et de la succion (T2) du sol dans la maille numéro 7 (période pluvieuse). Le niveau PRx-5 correspond toujours à la profondeur 120 cm.	348
680	Figure 105. La variation de la teneur en eau (PR4) et de la succion (T5) du sol dans la maille numéro 7 (période sèche).	348
	Figure 106. La variation de la teneur en eau (PR4) et de la succion (T5) du sol dans la maille numéro 7 (période pluvieuse). Le niveau PRx-5 correspond toujours à la profondeur 120 cm.	349
	Figure 107. Schéma conceptuel de la procédure en 4 phases de l'évaluation des FPTs.....	366

LISTE DES TABLEAUX

	Tableau 1. Classification des sols ayant des composants organiques	77
	Tableau 2. Limites dimensionnelles entre terre fine et éléments grossiers	77
	Tableau 3. Répartition par diamètre des éléments grossiers selon la norme française AFNOR X 31-003 (1998).	78
	Tableau 4. Répartition des différentes classes de diamètres des éléments grossiers selon la norme française AFNOR X 31-003 (1998).	79
	Tableau 5. Les valeurs indicatives de la constante diélectrique des matériaux	101
700	Tableau 6. Les propriétés des K_s -FPTs sélectionnées	118
	Tableau 7. Les spécifications techniques de la plaque poreuse.	188
	Tableau 8. Les spécifications techniques de la plaque poreuse.	188
	Tableau 9. Caractéristiques de la pompe à vide utilisée.	191
	Tableau 10. Caractéristiques électroniques du tensiomètre STCP 850.....	192
	Tableau 11. Spécifications techniques des sondes de profil de teneur en eau	195
	Tableau 12. Spécifications techniques de la station météorologique.....	200
	Tableau 13. Résultats de mesure de la conductivité hydraulique à saturation par les méthodes Guelph et Porchet dans des sols du département de l'Yonne	215
710	Tableau 14. Les résultats des K_s interprétées à partir des essais Guelph au site pilote pour les quatre catégories de α^*	218
	Tableau 15. La dépendance des moyennes des K_s calculées du site pilote.	218
	Tableau 16. Caractéristiques générales des parcelles utilisées en assainissement non collectif, visitées dans l'Yonne en vue de récupérer un échantillon du sol.....	223
	Tableau 17. La teneur en cailloux (> 2 mm) des échantillons du site pilote.....	226
	Tableau 18. Les fractions des particules fines des échantillons du site pilote.	233
	Tableau 19. Résultats de l'analyse de texture par la sédimentation et le laser.	236
	Tableau 20. Résultats de la surface spécifique (m^2/g) des échantillons du sol du site pilote par deux méthodes de mesure : bleu de méthylène et BET.....	238
720	Tableau 21. Les gammes typiques de la surface spécifique des argiles et les classes de sols (Warrick, 2001).	238
	Tableau 22. Degré de plasticité des sols (Legrand, 2012)	243
	Tableau 23. Classification des argiles selon la valeur de l'activité des argiles (A) (Skempton, 1953).....	243
	Tableau 24. Les indices de consistance des échantillons du site pilote.	244
	Tableau 25. Dénomination des sols fins calcaires (Legrand, 2012).....	245
	Tableau 26. Résultats de détermination de la teneur en carbonate de calcium du site pilote	245
	Tableau 27. Classification des sols ayant une composante organique (AFNOR, 14688-2, 2005).....	245
730	Tableau 28. Résultats de détermination de la teneur en matière organique du sol du site pilote.	246
	Tableau 29. Résultat de la mesure de la masse volumique apparente (g/m^3).	248
	Tableau 30. L'ordre de grandeur de la masse volumique apparente (g/m^3) pour divers types de sols.....	251
	Tableau 31. Récapitulatif des essais caractérisant le sol.....	260
	Tableau 32. Liste des échantillons du sol et leur localisation dans l'Yonne.....	262
	Tableau 33. Teneur en eau résiduelle des échantillons des sols du territoire d'étude.....	263
	Tableau 34. Texture des échantillons des sols du territoire d'étude selon le triangle USDA	265
	Tableau 35. Calculs du paramètre de Hénin (1976) sur la possibilité de fissuration des échantillons des sols du territoire d'étude	266

740	Tableau 36. Résultats de la détermination du carbonate de calcium pour les échantillons des sols du territoire d'étude.....	267
	Tableau 37. Résultats de la détermination de la matière organique des échantillons des sols du territoire d'étude.....	269
	Tableau 38. Résultats de la détermination des indices de consistance des échantillons des sols du territoire d'étude.....	271
	Tableau 39. Résultats de la surface spécifique (m^2/g) des échantillons des sols du territoire d'étude par la méthode du bleu de méthylène.....	272
	Tableau 40. Relation entre la surface spécifique S_s et la capacité d'échange des cations CEC pour les classes texturales principales.....	273
750	Tableau 41. Catégories des classes texturales.....	273
	Tableau 42. Capacité d'échange des cations CEC estimée pour les échantillons des sols du territoire d'étude.....	274
	Tableau 43. Capacité d'échange des cations des constituants du sol.....	274
	Tableau 44. Résultats de mesure de la conductivité hydraulique à saturation par la méthode Guelph aux sites de prélèvement des échantillons des sols.	275
	Tableau 45. Indicateurs physico-chimiques proposés pour décrire l'aptitude du sol à l'ANC.....	277
	Tableau 46. Les résultats des essais de détermination de la masse volumique apparente (g/cm^3) à Crosle.....	279
760	Tableau 47. Comparaison entre la BD_{m1} mesurée au point 1 du site de Crosle et les 32 estimateurs BD_{m0} et BD_m prédites par les 32 BD_{m0} -FPTs et la BD_m -FPT de Torri <i>et al.</i> (1994).....	280
	Tableau 48. Comparaison entre la BD_{m2} mesurée au point 2 du site de Crosle et les 32 estimateurs BD_{m0} et BD_m prédites par les 32 BD_{m0} -FPTs et la BD_m -FPT de Torri <i>et al.</i> (1994).....	281
	Tableau 49. Les propriétés des échantillons du sol du site n°12, mesurées au laboratoire et sur le terrain.....	283
	Tableau 50. Ks-FPTs utilisées pour estimer la conductivité hydraulique du sol.....	285
	Tableau 51. Schéma conceptuel des phases d'évaluation des Ks-FPTs.....	288
770	Tableau 52. Paramètres statistiques b, GMER, GSDER et DT des Ks estimées, pour comparer les 3 Ks-FPTs de la catégorie I.....	291
	Tableau 53. Résultats des calculs du couplage BD-Ks-FPT n° 201 (Kaur linéaire + Brakensiek) pour les 15 échantillons du site n°12.....	294
	Tableau 54. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés, b, GMER, GSDER et DT, pour 32 BD-FPTs couplées à la Ks-FPT de Brakensiek.....	295
	Tableau 55. Résultat des calculs pour le couplage BD-Ks-FPT numéro 201-50 (Torri-Kaur linéaire – Brakensiek) des 15 échantillons du site n°12.....	298
	Tableau 56. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés b, GMER, GSDER et DT pour 32 Torri-BD-FPTs (avec $R_w = 0,50$) couplées avec la Ks-FPT de Brakensiek.....	299
780	Tableau 57. Analyse du taux d'amélioration (T_a) des couplages BD-Ks-FPTs (b_{1-1}) transformés en TBD-Ks-FPTs (b_{1-2}).....	314
	Tableau 58. Évaluation de pertinence des BD-Ks-FPTs pour prédire la Ks moyenne du site n°12 (15 points).....	317
	Tableau 59. Les résultats de mesure de R_w et Ks au site n°12.....	318
	Tableau 60. Résultat des calculs pour le couplage BD-Ks-FPT n°926 (Torri-Huntington-A-Campbell) pour 6 échantillons où les R_w sont mesurées - site n°12.	323
	Tableau 61. Résultats du fonctionnement des couplages de Torri-BD-Ks-FPT de Campbell. Moyenne calculée pour les 6 échantillons où les R_w sont mesurées.....	324

790	Tableau 62. Evaluation des couplages Torri-BD-Ks-FPTs (pour les 7 Ks-FPT de la catégorie II) sélectionnés par les critères GMER et GSDER (d'après les 6 valeurs de R_w mesurées pour 6 échantillons du site n°12) 326
	Tableau 63. Résumé des critères obtenus pour les 8 couplages de Torri-BD-Ks-FPTs sélectionnés sur GMER : 310, 323, 329, 907, 914, 926, 927 et 931..... 328
	Tableau 64. Résultats des R_w mesurés et des \bar{K}_s des couplages n°s 206 et 219 pour six points de mesure au site 12. 330
	Tableau 65. Evaluation par le critère R^2 de la corrélation linéaire entre R_w et \bar{K}_s pour les BD-KS-FPTs sélectionnées au tableau 30 pour 6 échantillons du site 12 où R_w est mesurée. 331
800	Tableau 66. Résultats d'analyse de propagation de l'erreur de mesure (5%) sur SAB et MOC dans la Ks prédite par les couplages de BD-Ks-FPTs en (%)..... 337
	Tableau 67. Résultat des essais sur le terrain et au laboratoire des 15 échantillons du sol du site pilote 351

LISTE DES PARAMETRES

BD-FPT désigne une fonction de pédotransfert qu'on applique pour prédire BD

Ks-FPT désigne une fonction de pédotransfert qu'on applique pour prédire K_s

810 V_0 = Le volume de l'échantillon du sol non caillouteux, constitué de matrice seule

V = Le volume de l'échantillon du sol caillouteux de de matrice de même nature, mesuré in situ.

V_c = Le volume des cailloux (> 2 mm) dans l'échantillon du sol

V_m = Le volume réel de la matrice (< 2 mm) dans l'échantillon du sol (inconnu)

$V - V_c$ = Le volume apparent de la matrice dans l'échantillon du sol

$V - V_c - V_m$ = porosité nouvelle apparue à l'interface entre les cailloux et la matrice

M = La masse sèche de l'échantillon du sol caillouteux

820 M_c = La masse sèche des cailloux dans l'échantillon du sol

$M_m = M - M_c$ = La masse sèche de la matrice dans l'échantillon du sol

BD = La masse volumique apparente de l'échantillon du sol : $BD = \frac{M}{V}$

BD_m = La masse volumique apparente de la matrice fine dans l'échantillon du sol caillouteux (y compris l'effet de la macroporosité imposée par les les cailloux) :

$$BD_m = \frac{M_m}{V - V_c} = \frac{M - M_c}{V - V_c}$$

BD_c = La masse volumique réelle des cailloux dans l'échantillon du sol

$$BD_c = \frac{M_c}{V_c}$$

$BD_{m/T}$ = La masse volumique apparente partielle de la matrice fine de l'échantillon du sol : $BD_{m/T} = \frac{M_m}{V}$

830 $BD_{c/T}$ = La masse volumique apparente partielle des cailloux de l'échantillon du

sol : $BD_{c/T} = \frac{M_c}{V}$

Si l'échantillon se compose d'une matrice de la même nature mais sans cailloux :

BD_{m0} = La masse volumique matricielle, i.e. du sol composé de la même matrice (< 2 mm) dans un endroit sans cailloux : $BD_{m0} = \frac{M_m}{V_0 - V_c} = \frac{M_m}{V_0}$

$\approx BD$ = La masse volumique apparente prédite par une BD-FPT

R_w = La teneur massique en cailloux dans l'échantillon du sol (g/g) : $R_w = \frac{M_c}{M}$

K_s = La conductivité hydraulique à saturation mesurée par le perméamètre Guelph

840 $\approx K_s$ = La conductivité hydraulique à saturation prédite par une Ks-FPT

$\overline{K_s}$ = La moyenne des K_s pour plusieurs points de mesure

$\frac{\approx}{K_s}$ = La moyenne des $\approx K_s$ pour plusieurs points (de caractérisation de la textue)

ρ_s = La masse volumique des particules solides (réelle) d'un sol homogène

$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$

ρ_b = La masse volumique apparente d'un sol homogène

ρ_w = La masse volumique de l'eau

INTRODUCTION GENERALE

850 La démarche du programme GESSOL vise depuis 1998 à évaluer les fonctions environnementales des sols et à élaborer une stratégie pour améliorer la gestion du sol. Les projets, financés par ce programme qui est piloté par la Direction de la recherche et de l'innovation du Commissariat Général au Développement Durable du MEDDE et par l'ADEME, développent des notions de qualité des sols et d'aptitude à des usages divers pour motiver une gestion patrimoniale de la ressource sol. Un des principaux usages, mais peu étudié jusqu'ici, est le sol comme milieu récepteur des eaux issues d'un dispositif d'assainissement non collectif (ANC). Le projet de recherche ANCRES – Assainissement non collectif : rétention et épuration par les sols – est l'un des projets sélectionnés dans le cadre de GESSOL (phase 3).

860 Le sol est un compartiment essentiel vis-à-vis du cycle de l'eau. Situé en position d'interface dans l'environnement, il régule les flux d'eau et de solutés vers les nappes souterraines et les eaux superficielles. Ses propriétés hydriques et hydrauliques contrôlent la vitesse et la direction des écoulements superficiels. Par ses propriétés d'adsorption et de désorption, il intervient dans la fixation ou la libération d'un grand nombre d'éléments et de molécules. Grâce à l'activité de ses microorganismes, il transforme et dégrade les composés et les molécules organiques. Dès lors, il apparaît évident que la prise en compte des propriétés et de l'a structure des sols est indispensable à la compréhension et à la gestion des flux participant à l'élaboration de la qualité des eaux souterraines et superficielles.

870 Partout où les techniques d'assainissement collectif (réseaux de collecte et stations de traitement des effluents domestiques) n'ont pas encore été mises en place et là où les conditions technico-économiques ne sont pas remplies pour leur réalisation, les solutions d'assainissement non collectif (ANC) sont l'alternative incontournable. En assainissement autonome, les eaux sont envoyées dans le sol d'une parcelle habitée après 1. décantation et liquéfaction dans une fosse septique puis 2. filtration et dégradation aérobie dans le sol, dans du sable rapporté, ou dans un matériau conçu à cet effet. La seconde étape a été souvent assurée par la tranche supérieure du sol en place lui-même, et cette situation persiste jusqu'à ce jour sur de nombreuses parcelles privées. Aujourd'hui, la réglementation française

880 relative à l'ANC incite à l'utilisation du sol comme composant principal de l'évacuation des eaux usées domestiques traitées au préalable, dans la mesure où la

capacité d'infiltration du sol permet la réalisation d'un dispositif d'épandage sur la parcelle à la profondeur souhaitée.

890 Ici, on travaille à l'échelle de la parcelle, et on entend par le mot « sol » l'ensemble des strates pédologiques et/ou géologiques en place, non saturées pendant tout ou partie de l'année hydrologique. Le sol pris en ce sens agit sur le plan quantitatif et qualitatif : il conditionne la recharge des nappes et leur aération via sa fonction de transfert / rétention, et il les protège de la pollution issue des eaux usées via sa fonction d'épuration. Pour mettre de côté les sollicitations extrêmes de la fonction épuration, on se focalise sur des eaux usées traitées avant évacuation dans le sol, ce qui réduit le rôle de ce dernier à une fonction d'affinage et de transfert.

900 Le rôle protecteur du sol à cet égard étant essentiel, cela suffit à en faire une ressource à gérer. L'objectif du projet ANCRES est d'élaborer un indice intégré pour gérer le potentiel d'épuration complémentaire (affinage) et d'évacuation des sols soumis à l'infiltration d'eaux usées domestiques traitées en assainissement non collectif (ANC). Afin d'évaluer le potentiel des fonctions du sol (transfert / rétention, et épuration) et le comportement hydrodynamique du sol sous un dispositif d'ANC, une série de capteurs a été installée pour la surveillance continue d'un site d'ANC situé chez un particulier au pied d'un versant, au sein d'une formation de colluvion, dans le département de l'Yonne. Sur ce site pilote instrumenté, on a ainsi fait une évaluation des fonctions de pédotransfert d'un sol hétérogène (caillouteux), milieu récepteur d'eau usée traitée domestique.

Problématique de la thèse

Le rôle de la thèse dans le projet est d'assurer la compréhension physique du milieu récepteur, le sol, alors qu'une autre équipe étudie la composition de l'eau interstitielle et l'impact physico-chimique des eaux usées traitées sur le sol. Pour cela, il faut connaître ses propriétés texturales et structurales contrôlant la fonction épuratrice et la fonction de transfert. La problématique est donc de comprendre le processus de l'infiltration imposée par un ANC dans un sol caillouteux hétérogène.

910 Les modalités d'écoulement de l'eau dans le sol sont importantes à décrire pour caractériser la fonction du sol comme un vecteur de substances en phase dissoute et en suspension. Les pores liés à la structure du sol (macropores, fissures) sont plus grands que ceux associés à la texture de la matrice du sol. Le mouvement de l'eau à

travers les macropores, une fois initié, est beaucoup plus rapide que l'équilibrage des potentiels dans un volume équivalent pris dans la matrice du sol. Ainsi, la perméabilité d'un sol lors de l'infiltration est principalement contrôlée par les grands pores, dans lesquels l'eau n'est pas retenue sous l'influence des forces capillaires. Selon certains auteurs, l'existence des cailloux dans le sol créerait des macropores et de ce fait, des chemins préférentiels dans le sol. Mais ces auteurs n'ont pas
920 évalué cette hypothèse par un travail in situ, et d'autres auteurs critiquent cette hypothèse qui sera notre principal sujet de discussion.

Dans la thèse, on apporte des éléments de réponse aux questions suivantes :

- Au vu de l'état de l'art concernant l'impact des cailloux sur le comportement physique du sol, quel progrès peut-on faire qui aiderait à mieux comprendre le phénomène appelé « écoulement préférentiel » ?
- Concernant l'hétérogénéité spatiale de la distribution des cailloux dans le sol, peut-on mettre en évidence son influence sur la conductivité hydraulique et quantifier cette influence ?
- Comment peut-on caractériser l'écoulement hétérogène dans un sol par
930 une approche expérimentale in situ et en utilisant des relations empiriques ?
- Peut-on valoriser les fonctions de pédotransfert existantes pour prédire la conductivité hydraulique d'un sol complexe et quelle est la fiabilité de cette prédiction ?
- Quelle est la représentativité géographique de ces sols complexes à l'échelle d'un territoire ?
- Quelle est la réponse du sol au régime hydraulique imposé par le fonctionnement d'un dispositif d'ANC et quel est l'essai d'infiltration le plus adapté pour représenter cette sollicitation ?
- Est-ce qu'il existe une relation hydraulique entre le dispositif d'ANC et la
940 nappe sous-jacente ?
- Comment peut-on prélever l'eau interstitielle du sol sous un massif filtrant d'ANC in situ ?

Chapitrage de la thèse

Le chapitre 1 est consacré à une présentation bibliographique des problèmes posés par la thèse et au-delà, par le projet de recherche ANCRES auquel elle participe. Les questions abordées sont nombreuses en raison de la complexité de l'application, l'assainissement non collectif, et de la pluridisciplinarité des méthodes employées. Ainsi, on s'intéresse à la détermination de la surface spécifique d'un
950 matériau par adsorption de gaz autant qu'à celle de la conductivité hydraulique par un essai d'infiltration in situ. Bien que le travail de thèse ne soit pas théorique, il faut commencer par prendre connaissance des théories sous-jacentes au comportement observé. Une part importante de la littérature consultée traite ensuite des relations empiriques entre le comportement physique macroscopique du sol et sa texture microscopique, relations quantifiées sous forme de fonctions dites de pédotransfert.

Le chapitre 2 est consacré à une présentation descriptive de la pédologie de la zone d'étude, en zoomant de l'échelle du département (Yonne, France) à celle de la parcelle habitée. Suite au positionnement du site pilote d'assainissement non collectif au pied d'un versant, on identifie là un type de sol hétérogène et complexe,
960 caillouteux, une colluvion qui n'était pas cartographiée sur la carte géologique BRGM de cette région et sur laquelle on focalise la thèse. En termes de lithologie, le site pilote est dans une colluvion qui recouvre la base des calcaires du Portlandien (J9) superposés aux marnes du Kimméridgien (J8). On met en évidence la représentativité du site pilote en cartographiant cette formation de sol particulière, sur des critères géomorphologiques et à l'aide d'un SIG, travail effectué pour la thèse avec une stagiaire du Cnam.

Dans le chapitre 3 est présentée la conception et la réalisation d'un site pilote pour l'étude des fonctions du sol, incluant l'installation du dispositif de surveillance hydrique (tensiométrie, teneur en eau, piézométrie) et de prélèvement d'eau
970 interstitielle du sol, la mesure in situ de la conductivité hydraulique à saturation du sol par le perméamètre de Guelph, les techniques de caractérisation pédologique et géotechnique des échantillons de sols, ainsi que la détermination in situ de la masse volumique (densité) apparente d'un sol hétérogène. La mise en œuvre in situ a bénéficié de l'aide d'un ingénieur contractuel du projet ANCRES et du partenaire Irstea, ainsi que du propriétaire de la parcelle.

Les résultats principaux sont rapportés au chapitre 4. Dans les sols caillouteux, la matrice fine n'est qu'une des fractions du sol et toute interprétation devra intégrer la totalité du sol (matrice fine et les éléments grossiers, supérieurs à 2 mm). Donc, la classification de ce sol sera faite sur plusieurs critères qui sont la teneur en cailloux, les caractéristiques de la matrice fine, et l'humidité résiduelle. On présente d'abord les indicateurs choisis pour caractériser un sol comme milieu récepteur potentiel des eaux usées traitées de l'ANC. Puis, on estime la masse volumique apparente de la matrice du sol au moyen de fonctions de pédotransfert appelées BD-FPTs et on teste la relation entre la conductivité hydraulique à saturation K_s et la texture de ce sol complexe : on en déduit les meilleures fonctions de pédotransfert appelées K_s -FPTs pour ce type de sol (Tableau 51 et Figure 107). Enfin, avec les données d'humidité volumique et du potentiel matriciel du sol, acquises par une centrale d'acquisition des données, le régime hydrodynamique du sol sous le massif filtrant de l'ANC est étudié et on met en évidence l'écoulement préférentiel dans un sol caillouteux. Cette tâche a bénéficié de la collaboration avec le partenaire Cete-IdF.

Chapitre 1. Analyse bibliographique

Ce chapitre présente, parmi les filières de l'assainissement non collectif (ANC), celles qui utilisent les fonctions du sol en place, qui sont décrites en termes techniques et de conception. A travers la bibliographie, on veut rappeler des notions fondamentales, donc on revient ensuite à des publications plus anciennes. Les mécanismes de l'épuration par infiltration dans le sol constituent une deuxième partie. Puis, dans une troisième partie, la composition du sol et sa caractérisation physique sont abordées et les propriétés physiques et chimiques qui influencent les fonctions du sol sont détaillées. La description des mécanismes d'écoulement de l'eau dans le sol est l'objet de la quatrième partie. La cinquième partie est une description des équations empiriques qui lient les propriétés physiques et chimiques du sol avec l'hydraulique du sol. On focalise la bibliographie récente sur cet aspect. Enfin, la sixième partie est un préambule à l'étude du phénomène de l'écoulement préférentiel dans les sols, où les types d'écoulement sont distingués ainsi que les techniques appliquées pour détecter l'écoulement.

1.1. Dispositif d'assainissement non collectif (ANC)

L'assainissement non collectif (ou autonome) est un dispositif assurant la collecte, le traitement et l'évacuation des eaux usées domestiques de manière autonome, à proximité de l'habitation (Brigand et Lesieur, 2008).

Ce mode d'assainissement concerne les habitations qui ne sont pas desservies par un réseau public de collecte des eaux usées, soit que celui-ci n'existe pas, soit que la maison a été déclarée trop difficilement ou coûteusement raccordable au réseau existant. Ce mode d'épuration des eaux usées touche entre cinq et six millions de logements, soit environ 20 % de la population française.

Une proportion importante de la population dans un certain nombre de pays, dont l'Australie et les Etats-Unis, s'appuie sur l'ANC pour le traitement et l'évacuation des eaux usées domestiques dans les zones semi-urbaines et rurales. Par exemple, environ 13 à 20 % de la population australienne, soit plus de deux millions de personnes, n'ont pas de réseau d'assainissement et s'appuient sur l'ANC (Thomas *et al.*, 1997; Beal *et al.*, 2005). L'ANC reste une méthode courante d'évacuation des eaux usées aux États-Unis parce que la population américaine continue à se développer dans les zones rurales et périurbaines non desservies par les égouts

municipaux. Environ 25 à 36 % de tous les foyers américains sont en ANC (USEPA, 1986; Hariston, 1995; Conn *et al.*, 2006) et cette statistique n'a été enregistrée que dans certaines régions où la densité est supérieure à 800 dispositifs d'ANC par kilomètre carré (Borchardt *et al.*, 2003a).

1030 D'une manière générale, les dispositifs d'ANC doivent être conçus, implantés et entretenus de manière à réduire le risque de contamination du milieu récepteur, notamment dans un compartiment où de l'eau est prélevée en vue de l'alimentation humaine ou animale (puits pour arroser le potager, élevage, pêche à pied sur la plage) ou d'usages particuliers tels que la baignade.

1.1.1. Eléments d'un dispositif d'ANC

Un dispositif classique d'ANC se compose d'une part, d'une fosse septique qui reçoit toutes les eaux usées de la maison afin d'effectuer la phase de prétraitement ; d'autre part, un épandage des eaux usées prétraitées pour la filtration par le sol naturel ou reconstitué (dans le cas où la granulométrie du sol en place ne convient pas) qui assure la phase de traitement. Le dispositif inclut parfois un élément qui
1040 permet de rejeter l'eau usée traitée au milieu superficiel de telle façon que ses caractéristiques soit acceptables sur le plan sanitaire et environnemental (Figure 1).

Un dispositif d'ANC se compose généralement de cinq parties principales répondant aux fonctions suivantes :

- Collecte : ensemble d'ouvrages collectant et transportant les eaux usées de la sortie de l'habitation au prétraitement ;
- Prétraitement : dispositif permettant la dégradation de 40 à 50 % de la pollution par rétention des matières solides et matières flottantes ;
- Ventilation : ensemble d'ouvrages évacuant les gaz de fermentation du prétraitement ;
- 1050 • Traitement : ouvrage permettant la dégradation du reste de la pollution par l'action des micro-organismes situés dans le sol existant ou dans des matériaux rapportés ;
- Évacuation : les eaux usées traitées sont évacuées soit par infiltration dans le sol, soit par rejet vers le milieu hydraulique superficiel, soit dans certains cas par évaporation.

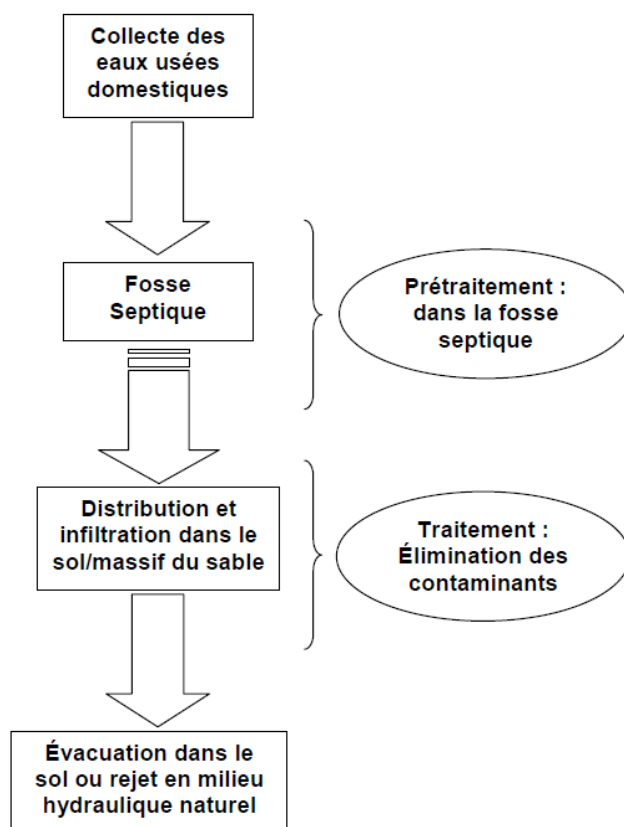


Figure 1. Diagramme du fonctionnement d'un dispositif d'ANC

1.1.2. Collecte

L'ensemble des eaux usées de la maison est collecté vers le prétraitement par des tubes et raccords formant une conduite étanche. La cote de sortie des canalisations doit être la moins profonde possible, afin que le dispositif de prétraitement soit lui-même enterré le moins profond possible. Cependant, pour garantir une collecte rapide et sans stagnation de l'effluent, la conception doit garantir une pente de canalisation entre 2 et 4 %.

1.1.3. Prétraitement

Les ouvrages les plus fréquents pour le prétraitement sont la fosse toutes eaux et la fosse septique. Il existe d'autres dispositifs comme le bac à graisses, le préfiltre décolloïdeur et la micro-station.

Un prétraitement seul ne permet pas un rejet dans le milieu naturel. En France, tout rejet dans le milieu naturel après un prétraitement seul est interdit. En pratique, le diagnostic réalisé depuis 2006 sur l'ensemble du territoire national montre que ce cas est fréquent et les arrêtés de 2009 et 2012 tentent d'y remédier.

La fosse toutes eaux collecte l'ensemble des eaux usées domestiques (eaux vannes et eaux ménagères) issues de l'habitation. La fosse septique occupait par le passé la même place dans le dispositif que la fosse toutes eaux, mais elle se différencie de la fosse toutes eaux par sa collecte limitée aux eaux vannes (toilettes). Elle est encore préconisée mais uniquement dans le cadre de la réhabilitation d'une installation existante ancienne.

1080 La fosse toutes eaux comme dans la fosse septique prépare les eaux au traitement final par deux fonctions :

- Une fonction hydraulique : phénomène physique de séparation des particules solides par flottation (formation d'un chapeau de graisses) et par sédimentation (formation d'un dépôt de boues) ; en sortie de fosse, l'effluent est totalement liquide, évitant le colmatage du traitement à l'aval ;
- Une fonction biologique : phénomène de liquéfaction et de gazéification des matières solides retenues dans la fosse, par digestion bactérienne anaérobie ; cette activité naturelle s'accompagne d'un dégagement gazeux (méthane, hydrogène sulfuré) pouvant générer des nuisances olfactives et la corrosion du béton, d'où la nécessité de mettre en place en aval une extraction efficace débouchant au-dessus du toit.

1090

La fonction biologique s'effectue majoritairement par des processus métaboliques bactériens de fermentation et de méthanisation.

1100

La fermentation se compose de deux étapes : l'hydrolyse des matières organiques et l'acidogénèse. Dans un premier temps, les composés organiques complexes (glucides, lipides, protéines et acides nucléiques) de l'effluent brut sont convertis en molécules solubles plus simples, en monomères (oses, acides gras, acides aminés et acides nucléiques), sous l'action catalytique d'exo-enzymes produites par les micro-organismes anaérobies. Par exemple, les composés azotés (protéines et acides aminés) présents dans les eaux domestiques, tels que l'urée ou la créatine, sont transformés en ions ammonium (NH_4^+) qui vont constituer l'essentiel de la pollution azotée à épurer. A partir des produits issus de l'hydrolyse, différentes réactions de fermentation sont mises en jeu et elles conduisent à la production de dihydrogène (H_2), de dioxyde de carbone (CO_2) et de divers acides organiques dont

les acides propionique, butyrique et acétique. Au stade final de la fermentation, l'acide acétique est l'élément majeur de la pollution carbonée des effluents septiques (Philip, 1983).

1110 La méthanisation est un processus en deux étapes, l'acétogénèse et la méthanogénèse. Les acides organiques formés au cours de la fermentation sont partiellement dégradés par les bactéries acétogènes et transformés en méthane (CH_4) et en dioxyde de carbone (CO_2) par les bactéries méthanogènes. Les deux principales voies de formation du méthane sont la réduction du CO_2 et la décarboxylation de l'acide acétique. L'acétate est métabolisé directement par les Archaea-bactéries (les méthanogènes et les sulfidogènes) ou par association syntrophique (Lee *et al.*, 2003).

1120 Néanmoins, dans les fosses toutes eaux comme dans les fosses septiques, les bactéries méthanogènes ne s'installent pas facilement et elles ont un taux de croissance lent. Alors, l'hydrolyse et l'acidogénèse prédominent, ce qui résulte en une accumulation plus importante de H_2 et d'acides gras volatils tels que les acides acétique, propionique et butyrique. Lors du prétraitement s'opère une réduction de plus de 60 % des matières en suspension (MES) de l'effluent brut et un abattement d'environ 50 % de la matière organique. En revanche, l'abattement des micro-organismes est négligeable (Chabaud, 2007).

1.1.4. Ventilation

La ventilation est un élément à ne pas négliger lors de la mise en œuvre du dispositif d'ANC. C'est en effet le dégagement d'odeurs nauséabondes, dû à un défaut ou à l'absence de ventilation, qui est à l'origine de la mauvaise presse de l'ANC.

1130 La ventilation a pour rôle d'évacuer les gaz produits par la digestion bactérienne anaérobie dans la fosse toutes eaux ou septique, afin de limiter les problèmes d'odeurs et la corrosion des ouvrages en béton. La ventilation correspond à une circulation d'air réalisée à l'aide d'une entrée d'air en amont du prétraitement et d'une extraction des gaz en aval du prétraitement.

1.1.5. Traitement

Le traitement a pour but d'épurer l'eau usée prétraitée pour en faire une eau traitée avec, en principe, des caractéristiques physico-chimiques et microbiologiques

acceptables pour pouvoir la rejeter dans le milieu récepteur. La réglementation française privilégie la dispersion des eaux usées traitées dans le milieu souterrain. Le rejet après traitement dans le milieu hydraulique superficiel reste normalement
1140 exceptionnel et devrait respecter une qualité minimale dont la mémoire est gardée dans l'article 3 de l'arrêté du 6 mai 1996 relatif à l'ANC : le seuil minimal requis pour le rejet était de 30 mg/L pour les MES et de 40 mg O₂/L pour la demande biochimique à 5 jours (DBO₅). Cependant, la réglementation plus récente agréée les techniques d'épuration en termes d'obligation de moyens et a supprimé toute d'obligation à un contrôle de la qualité des rejets.

Pour réaliser le traitement, on utilise le pouvoir épurateur naturel du sol en place ou du sol reconstitué par un massif de sable (Figure 3) dont la granulométrie a été définie spécialement pour le traitement des eaux usées prétraitées en ANC. L'effet de filtration permet la rétention des matières en suspension (MES) et de
1150 certains micro-organismes. De plus, l'écoulement dans ce système s'effectue dans un état de milieu poreux non saturé. L'état non saturé signifie un milieu triphasique (l'air, l'eau, les particules du sol en place ou du sable) dans lequel le traitement de la pollution s'effectue selon les mécanismes de la dégradation biologique aérobie par les micro-organismes présents dans (ou colonisant) le sol en place ou le sable rapporté. Cette dégradation permet l'élimination de la matière carbonée et ammoniacale en CO₂ et en ions NO₃⁻, la réduction massive des MES et une légère diminution de la pollution microbienne.

Le traitement obtenu est optimal lorsque la population bactérienne reçoit en permanence de l'air (oxygène). Donc, pour ne pas isoler le milieu filtrant, il faut éviter
1160 tout obstacle à l'échange air-eau entre la surface et le sol ou le sable, que ce soit par imperméabilisation (revêtement en béton, goudron...) ou compactage (passage de véhicules, de bétail...) de la surface du traitement. Il faut éviter aussi d'installer les tuyaux d'épandage trop profondément dans le sol ou de les recouvrir sous un remblai car ils seraient alors situés en zone anaérobie.

Brigand et Lesieur (2008) ont exposé les filières techniques d'ANC existantes et agréées, notamment celles qui assurent l'épuration de l'eau usée par le sol ou par un sable rapporté, l'eau étant toujours prétraitée par la fosse septique. Le choix entre ces techniques considérées comme classiques s'effectue essentiellement sur des critères physiques de description du site : profondeur du sol en place, perméabilité

1170 du sol, pente, profondeur de la nappe, nature du sol, surface disponible, volume d'eau à traiter.

On envisage d'abord le traitement par le sol en place. Dans le cas où le sol en place a une perméabilité, selon l'essai Porchet, entre 6 et 50 mm/h (soit entre $1,67E-06$ et $1,39E-05$ m/s) et une profondeur homogène entre 70 cm et 100 cm, et à condition que le niveau haut de la nappe phréatique soit situé au minimum à 1 mètre sous les tuyaux d'épandage et que la pente de la surface de l'épandage soit inférieure à 10 %, la mise en œuvre de l'épandage souterrain à faible profondeur par tranchée filtrante ou lit d'épandage est recommandée (Figure 2). Dans un sol fissuré ou avec une perméabilité supérieure à $1,39E-04$ m/s, les techniques de la tranchée filtrante et le lit d'épandage sont à proscrire.

1180

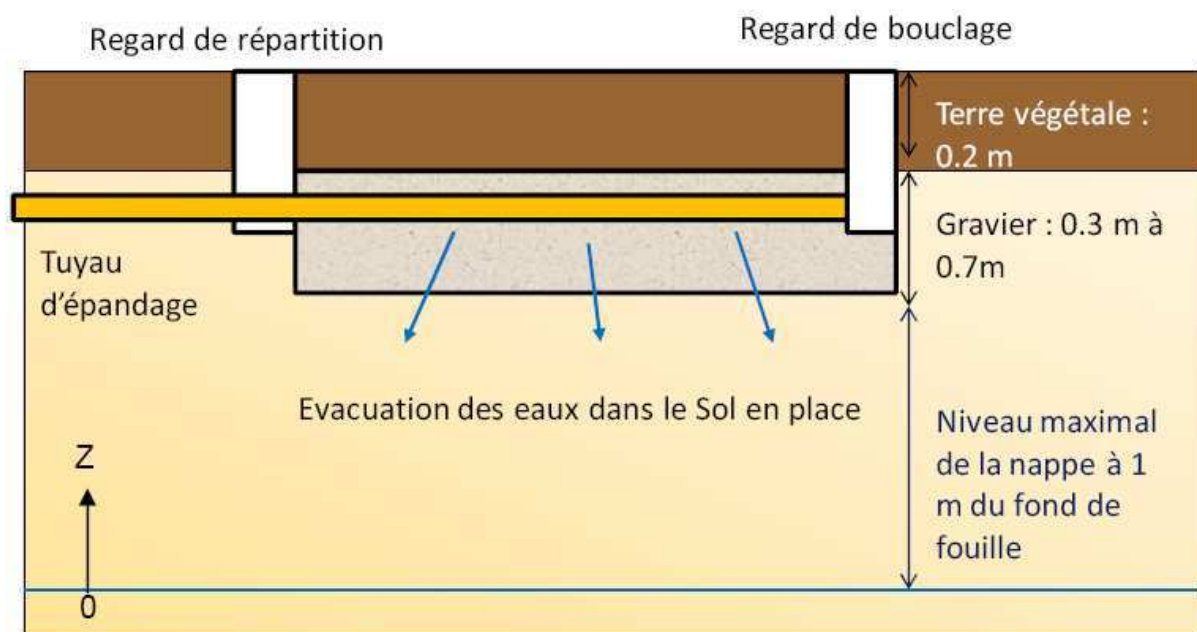


Figure 2. Schéma de la filière tranchée et lit d'épandage.

On envisage ensuite le traitement par un sol reconstitué par du sable rapporté. Lorsque les caractéristiques du sol ne permettent pas l'implantation d'une tranchée ou d'un lit d'épandage, des filtres à sable (Figure 4) ou des tertres d'infiltration (Figure 5) sont installés. Cette disposition peut être adoptée lorsque le sol en place est estimé insuffisamment perméable ($<1,67E-06$ m/s), ou au contraire trop perméable ($>1,39E-04$ m/s). Cependant, lorsque le sol sous-jacent est imperméable et ne permet pas l'évacuation des eaux par le sol vers le bas, le filtre à sable à filtration verticale peut être drainé. L'évacuation est alors assurée vers le milieu superficiel par un rejet en fossé ou juste sous la surface du sol.

1190

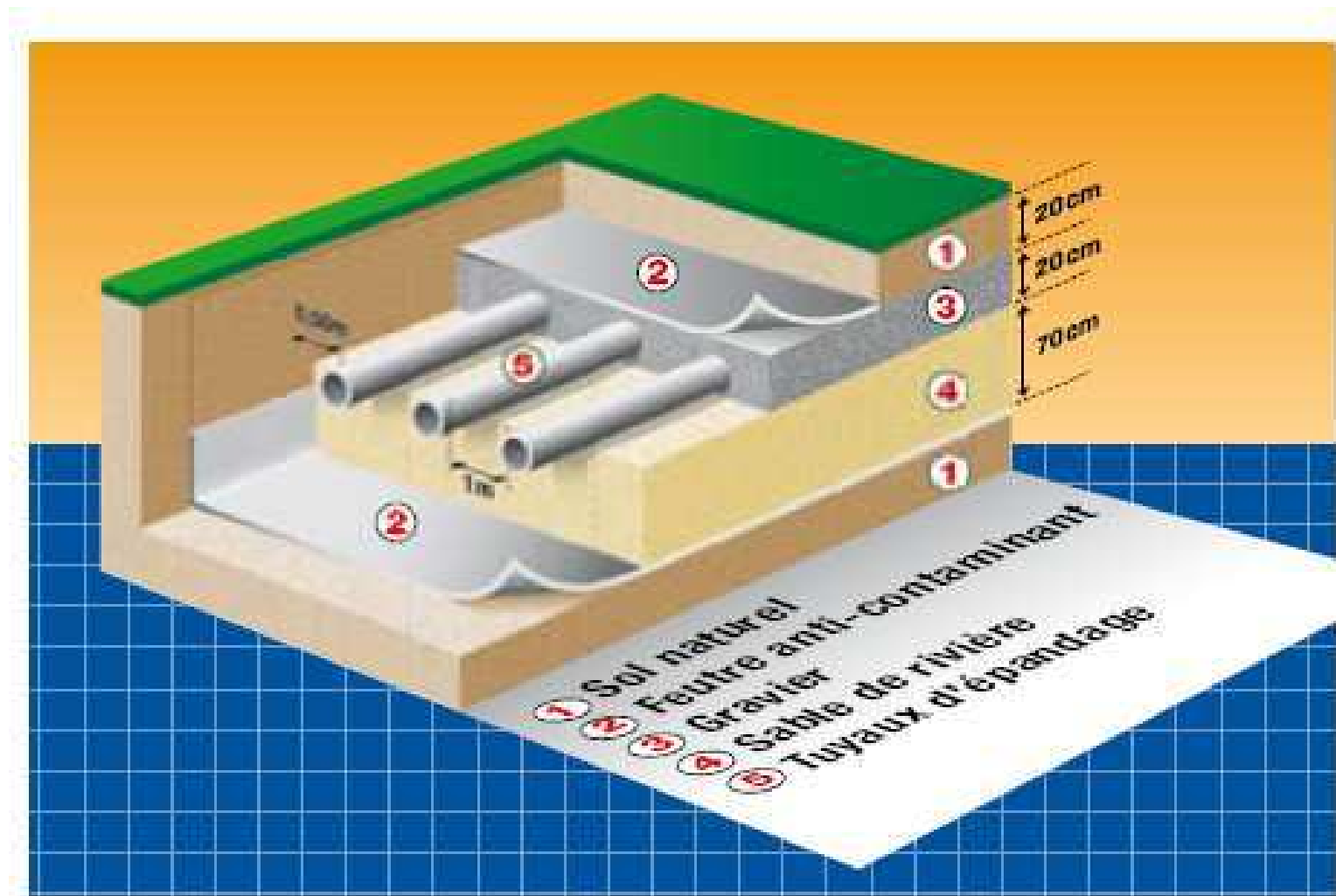


Figure 3. Schéma d'un filtre à sable non drainé

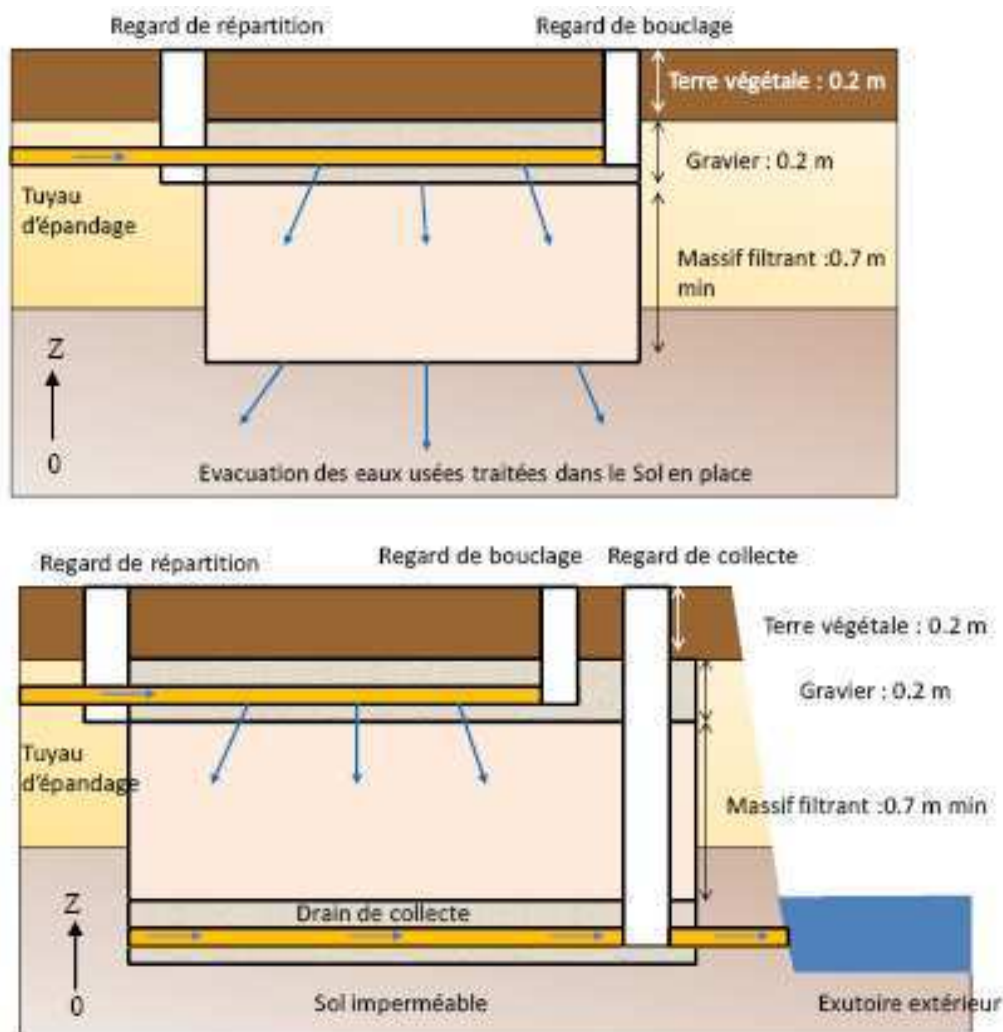


Figure 4. Coupe longitudinale du filtre à sable non drainé (en haut) et drainé (en bas).

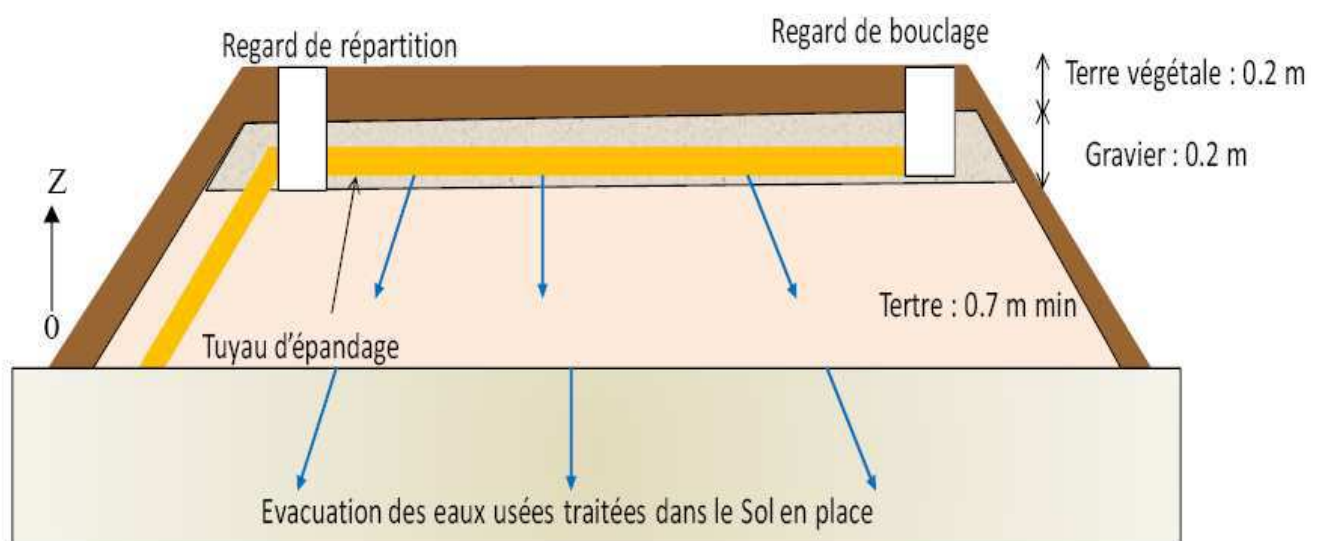


Figure 5. Coupe longitudinale de la filière terre d'infiltration.

1200 La distribution des eaux usées prétraitées sur la surface d'épandage s'effectue principalement par la force gravitaire ou dans certains cas sous pression. Le mode de répartition influence la qualité de la répartition de l'effluent. La distribution gravitaire est utilisée dans la plupart des dispositifs d'ANC car elle n'a pas besoin d'énergie et d'entretien particulier. Mais elle peut causer un déséquilibre de la distribution de l'effluent entre les tuyaux d'épandage et elle nécessite donc une grande précision (quant à la pente notamment) pendant l'opération de l'installation des tuyaux perforés sur le massif de sable.

1.1.6. Évacuation

1210 La réglementation française privilégie l'évacuation des eaux traitées par infiltration dans le sol. Le rejet vers le milieu hydraulique superficiel est normalement exceptionnel : en réalité, ce caractère exceptionnel est annulé sur tout territoire marqué par la prédominance de sols imperméables qui obligent à mettre en place des filières drainées vers un exutoire tel que fossé, ruisseau, etc. Il faut faire attention que tout rejet d'effluent, même traité, dans un puisard, puits perdu, puits désaffecté, cavité naturelle ou artificielle est interdit (Brigand et Lesieur, 2008). L'infiltration dans le sol plus en profondeur est le mode d'évacuation de référence car il assure un complément de traitement (affinage ou traitement tertiaire) et une dispersion efficace des rejets dans le milieu naturel.

1.1.7. Composition des eaux usées domestiques et des eaux traitées en ANC

1220 Les eaux usées de la maison ont deux composantes : les eaux vannes et celles du ménage. En moyenne, une quantité de 150 litres d'eau sort comme eaux usées de la maison chaque jour, dont environ 25 % proviennent des eaux vannes et 75 % proviennent des eaux ménagères. La quantité et la qualité des eaux issues d'une maison sont dépendantes du nombre et du niveau de vie des habitants (Chocat, 1997).

1230 Selon plusieurs études, le filtre à sable à une capacité épuratoire élevée. Les abattements de la DCO, la DBO₅, les MES et l'ammoniac sont de l'ordre de 90 % (University of Wisconsin, 1978; Pell et Nyberg, 1989; Darby *et al.*, 1996; Emerick *et al.*, 1997; Lakel, 2000) et la nitrification peut être quasi-totale. Pour Maillard (1998) le traitement par un filtre à sable vertical permet d'atteindre des performances

épuratoires élevées : 90 à 95 % pour la DCO, plus de 95 % pour les MES, 65 à 99 % pour l'azote ammoniacal et 2 à 4 unités logarithmiques pour les germes de contamination fécale. Pell et Nyberg (1989) ont observé des rendements épuratoires autour de 70 % pour les phosphates totaux. Par contre, Borchardt *et al.* (2003b) ont constaté que le taux de présence des virus entériques humains dans les puits d'eau potable privés aux États-Unis à côté des tranchées filtrantes est de l'ordre de 8 à 11 % ; ils ont estimé qu'avec un taux de cette ampleur, environ 1,2 million de maisons américaines peuvent être exposées à des sources d'eau contaminées résultant du traitement inadéquat des effluents par ANC. De plus, Geary (1992) met en évidence par plusieurs études menées en Australie la contamination des ressources en eau par l'ANC. Ils ont attribué dans la plupart des cas la mauvaise performance du dispositif d'ANC à une caractérisation et une évaluation inadéquates des sols avant la construction du système. Des observations similaires à propos d'un dysfonctionnement de l'ANC dû au manque d'analyse préalable des sols ont également été mentionnées par Dawes et Goonetilleke (2003).

1.1.8. Conception des dispositifs d'ANC

Lors de la conception d'un projet d'ANC, le particulier doit choisir un dispositif parmi les différentes filières prescrites par la réglementation. Le dispositif choisi doit être adapté à la nature du sol afin de garantir le bon fonctionnement du traitement et la protection pérenne du milieu. Pour aider à choisir la filière, il faut réaliser une étude à la parcelle permettant de définir les caractéristiques de la filière la mieux adaptée à l'assainissement de l'habitation et à la parcelle sur laquelle elle sera implantée.

L'étude de conception à la parcelle consiste à déterminer la meilleure adéquation entre le projet du particulier et les caractéristiques de la parcelle et de son environnement. A l'issue de cette étude, la description détaillée de la filière retenue est établie (justification, dimensionnement, implantation, localisation...), illustrée d'un schéma et de plans cotés. L'étude à la parcelle se déroule en analyse du projet, analyse environnementale et analyse pédologique.

1.1.8.1. Aptitude d'une parcelle à l'ANC

Cette phase consiste à définir les potentialités de la parcelle en termes de caractéristiques pédologiques, hydrologiques, géomorphologiques, etc. Elle comprend une analyse environnementale et une analyse pédologique.

Une analyse environnementale de la parcelle est nécessaire pour avoir :

- La description de la parcelle, afin de dimensionner et estimer la surface, couvert végétal, urbanisation, accessibilité des travaux, etc. ;
- La topographie, afin de prendre en compte les aspects géographiques tels que la pente du terrain, le risque d'inondation, la présence d'une nappe phréatique, le paysage, et l'existence d'exutoire superficiel ;
- La vulnérabilité du milieu récepteur à la pollution (baignade, pêche, captage d'eau, nappe, puits, source...) et identification des risques d'inondabilité de la parcelle ;
- Le repérage des points de rejets superficiels potentiels : recensement des exutoires (fossé, ruisseau, étang, réseau d'eaux pluviales ou d'irrigation...) et autorisation de leur propriétaire ;
- L'évaluation des conditions d'implantation de la filière : respect des distances d'implantation par rapport à l'habitation, aux limites de propriété, aux plantations, aux points de captage, ou encore sens du vent pour appréhender la diffusion des odeurs... ;
- La définition des servitudes diverses.

Ensuite une analyse pédologique, ainsi que l'analyse de la capacité de transfert de l'eau par le sol, permettent de connaître la nature du sol et d'évaluer l'aptitude du site à l'infiltration et à l'épuration et de dimensionner le dispositif de traitement adéquat.

- La texture détermine la granulométrie des particules solides du sol ;
- La structure du sol pour identifier l'existence des racines, des fissures ou des cailloux qui sont autant de causes de chemins préférentiels traversant le sol ;

- 1290
- L'hydromorphie indique le niveau de la remontée maximale de la nappe et prend en compte la nature et la profondeur du substratum rocheux : elle s'évalue par la profondeur d'apparition de traces d'oxydation ;
 - Le substratum indique la nature du sol dans les horizons sous-jacents comme le milieu final récepteur des eaux usées traitées ;
 - La perméabilité du sol (la conductivité hydraulique à saturation du sol K_s) afin de choisir et de dimensionner les filières.

Les moyens d'investigation sur lesquels repose l'analyse pédologique sont :

- Les sondages de reconnaissance (tarière à main voire pelle mécanique), dont le nombre dépend de l'homogénéité du terrain ;
- 1300
- Les tests de perméabilité (ou de percolation) ; il existe plusieurs méthodes (Porchet, Guelph, Muntz...) ; la plus utilisée en France est celle de Porchet. Mais pour évaluer la perméabilité du sol en profondeur, l'appareil Guelph peut descendre plus profond, il est plus rapide que Porchet, il représente mieux du point de vue hydrodynamique la réalité du sol soumis à l'infiltration intermittente en ANC, on le verra.

Grela *et al.* (2004) ont étudié les « méthodes et les outils d'aide à la décision pour la planification et la mise en œuvre de systèmes d'épuration individuelle ou groupé » en Belgique. Ils ont démontré sur plateforme d'essai qu'une épaisseur de sol non saturé d'au moins 100 cm doit être conservée pour assurer une épuration

1310

poussée de l'eau usée traitée. De plus, il est admis que l'infiltration régulière d'eau dans le sol peut modifier localement et durablement le niveau de la nappe et que cette remontée peut altérer le système d'infiltration. En fonction de la configuration du système d'infiltration, de la nature du sol, et des caractéristiques de la nappe, il est important d'évaluer le niveau et l'impact de la remontée de la nappe avant d'implanter le système d'infiltration, et d'assurer son suivi dans les cas critiques.

Généralement, la remontée de la nappe est très faible dans le cas d'une maison (5 EH). Dès lors, une profondeur d'investigation de 2 m suffit et il n'est pas nécessaire de calculer la remontée de la nappe.

Van Cuyk *et al.* (2001) ont étudié la fonction d'épuration du sol en ANC dans

1320

des cases lysimétriques installées au laboratoire aux Etats-Unis. En comparant les

carottes du sol de différentes hauteurs des lysimètres, ils ont conclu que l'activité biochimique se produit dans les 15 premiers cm du lysimètre.

Jayarathne *et al.* (2010) ont étudié la performance hydrologique des dispositifs d'ANC installés dans les sols argileux en Australie par le modèle en éléments finis, VADOZE / W (Geo-Studio, 2004). Ils ont récupéré les échantillons du sol et aussi la surveillance hydrodynamique par les sondes neutroniques portables sur 8 sites d'ANC de filière tranchée filtrante pendant un an. Les résultats de leur modélisation montrent que plus de 50 %, et dans certains cas plus de 80 % de l'eau reçue par l'ANC est perdue par évapotranspiration. Cela souligne l'importance de l'évapotranspiration dans la détermination de la capacité d'absorption des sols et des modèles de flux d'humidité dans le cas de l'ANC, quelque chose qui n'est pas pris en compte dans les recommandations de conception d'ANC en France.

1.1.8.2. Dimensionnement

L'exploitation de l'ensemble des paramètres étudiés lors des sections précédentes permet de choisir la filière la mieux adaptée au contexte parcellaire, aux contraintes locales et aux demandes du particulier. Le dispositif d'ANC doit être conçu d'une façon pertinente pour être opérationnel de façon durable. Le fonctionnement hydraulique correct du système garantit l'écoulement en milieu non saturé de l'eau dans le sol ou le massif du sable, condition d'une bonne performance épuratoire.

Afin d'atteindre ce but, après une conception correcte du dispositif d'ANC prenant en compte le rôle du sol, il est essentiel de dimensionner et choisir les paramètres opératoires adaptés. Les études de Chabaud (2007) montrent cependant, contre toute attente, qu'il est difficile d'établir une relation simple entre le dimensionnement et les performances (Jenssen et Siegrist, 1990).

Dans le dimensionnement, prévoir le taux d'infiltration réel pendant l'exploitation du dispositif est essentiel, ce qui suppose une bonne connaissance préalable du comportement hydraulique du sol. Des corrélations entre les propriétés hydrauliques du sol, principalement la conductivité hydraulique et les paramètres de rétention de l'eau dans le sol, ont été établies par des chercheurs dans différents types de sols dans le monde (Bouma, 1987). Il ressort de l'expérience commune de ces auteurs qu'il est difficile de trouver une relation (ou une série de relations) qui serait valable

pour tout type de sol. Le taux d'infiltration dépend à la fois de la composition de l'eau usée (Laak, 1970 ; Siegrist, 1987 ; Jenssen et Siegrist, 1990), du dosage (quantité et fréquence), du climat (Jenssen et Siegrist, 1990), du type de dispositif (tranchées, lit, filtre) (Laak, 1976 ; Otis, 1985), du mode d'alimentation (gravitaire ou sous pression) (Bouma *et al.*, 1972), et des propriétés du sol (Jenssen et Siegrist, 1990). Donc, une perméabilité déterminée à partir des propriétés du sol non affecté par les eaux usées et/ou par un test à l'eau propre ne donne qu'un plafond pour la percolation des eaux usées dans le sol.

L'autre point important est la méthode employée pour déterminer la conductivité hydraulique du sol. En France, selon la réglementation actuelle, c'est seulement pour les filières faisant usage du sol en place (tranchées, lits, voire surfaces d'épandage pour des eaux traitées hors-ANC) que l'on tient compte de quelques intervalles de la conductivité hydraulique. Plus précisément, il s'agit de la conductivité hydraulique qui est déterminée par le test de Porchet à niveau constant. La conductivité hydraulique obtenue par cette méthode est valide pour une couche de sol proche de la surface et en réalité à la profondeur du trou de l'essai qui est généralement 40 cm à 50 cm. D'autre part, Healy et Laak (1974) ont démontré que les dysfonctionnements observés dans les dispositifs d'ANC sont liés non seulement à la diminution de la conductivité hydraulique dans le sol par la croissance de l'activité biologique et le colmatage par les matières solides en suspension, mais aussi à l'incapacité du sol en place au-dessous et autour du dispositif d'ANC à évacuer l'eau usée (théoriquement traitée) à cause de sa faible conductivité hydraulique. Donc, pour éviter ce dysfonctionnement du dispositif d'ANC à cause de la perméabilité du sol sous-jacent et afin de mieux caractériser préalablement la conductivité hydraulique du sol de la couche qui recevra l'eau usée infiltrée, nous proposons d'utiliser le perméamètre de Guelph qui a deux avantages sur l'essai Porchet. D'abord, on peut plus facilement descendre le tube de mesure de l'appareil Guelph plus profondément, au niveau de la couche dans laquelle l'eau usée traitée arrivera ; de plus, il prend beaucoup moins de temps pour faire un essai et on peut faire plus d'essais dans une durée identique que l'on consacre à un seul essai Porchet. En déterminant la conductivité hydraulique du sol à la profondeur ciblée, on peut mieux choisir la filière et se donner en outre la possibilité de proposer une méthode

alternative pour améliorer la capacité de transfert de l'eau dans le sol et favoriser l'évacuation.

1.2. Processus d'épuration par filtration

1390 La composition des eaux usées est extrêmement variable en fonction de leur origine (industrielle, domestique, etc.). Elles contiennent de nombreuses substances, sous forme solide en suspension ou dissoute, des matières organiques solubles ainsi que des micro-organismes. La connaissance de la composition des eaux usées domestiques est un paramètre essentiel pour assurer la pertinence du choix et du dimensionnement des filières de traitement appropriées. Bien que les gammes de concentration des paramètres typiques des eaux usées domestiques soient globalement connues, la composition de ces effluents montre des variations tant dans l'espace que dans le temps (Mercoiret, 2010). Dans les dispositifs d'ANC classiques, le sol est un vecteur important pour le traitement des eaux usées domestiques. Il existe plusieurs processus, physico-chimiques et biologiques, qui éliminent de façon complémentaire les contaminants de l'eau lors de son déplacement à travers le sol. Le sol non saturé, filtre vivant, est le siège de plusieurs mécanismes qui retardent et réduisent les contaminants. Ces mécanismes sont :

1400

- les mécanismes chimiques d'interface (adsorption) ;
- les mécanismes de précipitation et de coprécipitation à partir de la phase aqueuse contenant plusieurs espèces chimiques ;
- la spéciation chimique du contaminant en phase aqueuse ;
- les réactions bactériennes ;
- le transfert par les colloïdes ;
- la volatilisation.

1410 L'infiltration permet de réduire les MES par filtration, les matières organiques solubles (carbone et azote) par oxydation biologique, adsorption, échanges d'ions, précipitation et les micro-organismes pathogènes par des processus complexes de fixation, filtration, inactivation et prédation (Chocat, 1997 ; Lemièrre *et al.*, 2001 ; Hygnstrom *et al.*, 2011).

1.2.1. Traitement des matières en suspension et de la matière organique

Les MES sont la quantité de pollution organique et minérale non dissoute dans l'eau (Gomella et Guerree, 1978). La filtration mécanique par le sol est la cause principale du traitement des MES. Les particules les plus grossières sont attrapées à la surface du sol ou du massif filtrant et les particules plus fines sont retenues dans la porosité du sol. L'interception et la fixation sur les particules du sol s'exercent par
1420 des forces physiques de cohésion et des forces d'interaction chimique (principalement Van der Waals). La filtration mène à une accumulation des MES sur la surface d'infiltration qui forme à plus ou moins long terme une couche de perméabilité réduite appelée couche colmatante. Ce processus mécanique est surtout lié à la taille des pores et à la structure du sol (Gougoussis, 1982). Les matériaux de porosité grossière vont avoir tendance à colmater plus en profondeur. Par contre, un matériau trop fin va engendrer un colmatage en surface.

Dans le sol, la matière organique est retenue par les particules et est dégradée par oxydation sous l'action des micro-organismes, principalement des bactéries hétérotrophes en présence d'oxygène (Gougoussis, 1982; Hua *et al.*, 2003). La
1430 matière particulaire, retenue en surface, est hydrolysée par des exo-enzymes afin de réduire la taille moléculaire. La matière dissoute est fixée dans le massif par adsorption et échange d'ion. Puis elle diffuse à travers un film liquide et le biofilm avant d'être dégradée (Chabaud, 2007).

Un dispositif d'ANC est efficace quand un équilibre existe entre la quantité d'oxygène entrant dans le système et la quantité d'oxygène nécessaire pour décomposer la matière organique ; il faut aussi que cet équilibre soit capable de répondre à la demande d'oxygène pour les autres réactions. Les bactéries aérobies utilisent l'oxygène comme accepteur d'électron terminal pour convertir les molécules organiques en dioxyde de carbone et de l'ammoniac en nitrate. L'oxygène est l'agent
1440 oxydant le plus efficace, donc la décomposition en milieu aérobie est beaucoup plus efficace que dans un environnement anaérobie. Si l'alimentation en oxygène vient à manquer, les bactéries sont obligées d'utiliser des moyens alternatifs qui sont moins efficaces pour décomposer les eaux usées. Sous un dispositif d'ANC, si l'environnement devenait anaérobie, l'accumulation de méthane pourrait se produire au milieu du massif filtrant. Dans cet environnement anaérobie, le méthane pourrait être utilisé comme un agent réducteur. Dans cette situation, la décomposition des

eaux usées est beaucoup plus lente. Si la quantité d'oxygène dans le système ne peut pas répondre à la demande, une couche de colmatage se formera. La couche de colmatage se forme entre le gravier et le sol (ou massif du sable) à la surface d'infiltration (Erickson et Tyler, 2000).

Il est généralement admis qu'une réduction de la charge organique et des matières en suspension d'un effluent permet d'augmenter le taux de charge hydraulique à long terme applicable à son infiltration dans le sol. Dans le cas d'un système de traitement très performant pour l'abattement des matières organiques et des matières en suspension, que l'on peut qualifier de traitement secondaire avancé, l'effluent traité ensuite infiltré dans le sol provoque les mêmes mécanismes de colmatage biologique mais qui sont sensiblement réduits. Des taux de charge hydraulique plus élevés peuvent dans ce cas être appliqués. Le sol est alors utilisé davantage comme milieu d'évacuation des eaux usées traitées que comme un milieu de traitement. Malgré un traitement plus poussé, l'effluent d'un système de traitement secondaire avancé demeure contaminé sous divers aspects, en particulier du point de vue bactériologique, d'où la nécessité d'un certain polissage (dit aussi affinage) de l'effluent lors de son infiltration dans le sol.

1.2.2. Dégradation de l'azote et du phosphore

L'azote qui existe dans l'effluent à la sortie de la fosse (septique ou toutes eaux) est majoritairement sous forme du cation ammonium. Ce cation peut être adsorbé sur des surfaces des minéraux d'argile qui sont chargées négativement. En revanche, les anions en solution seront repoussés par les mêmes surfaces et ne seront pas abattus par le processus d'adsorption. Ils peuvent être ensuite transformés et éliminés, par nitrification puis dénitrification. Le principal processus de l'élimination de l'ammoniaque est son oxydation en ion nitrate NO_3^- par les bactéries nitrifiantes autotrophes. Les minéraux argileux silicatés sont efficaces pour adsorber aussi les bactéries, les virus, et de nombreux composés organiques. Les oxydes hydratés de fer, d'aluminium et de manganèse se produisent souvent comme revêtement sur les particules de sol et sont capables d'attirer et retenir certains anions tels que le phosphate, et d'adsorber et éventuellement inactiver des virus. Noter que les nitrates (NO_3^-) et les chlorures (Cl^-) ne sont pas attirés par ces oxydes hydratés et se déplacent librement à travers les sols (Loomis, 1996).

1480 Le phosphore dans la fosse septique et après sa sortie se comporte très
différemment de l'azote. Tout d'abord, une proportion importante du phosphore entré
dans la fosse septique est éliminée par décantation et par vidange de la fosse
septique. Les réactions d'adsorption et de précipitation sont les principales voies
d'élimination du phosphore des eaux usées au cours d'un contact prolongé avec un
volume important de sol. Le phosphore dans l'effluent sorti de la fosse septique est à
85 % sous forme d'ion orthophosphate soluble appelé aussi phosphate, et pour le
reste sous forme particulaire, organique et inorganique, attaché aux matières en
suspension. Celui-ci sera retenu dans le sol par filtration mécanique et adsorption.
L'orthophosphate soluble peut être retenu dans le sol par la précipitation de phases
minérales où il est combiné avec des ions présents dans l'eau interstitielle, apportés
1490 soit par l'effluent de fosses septiques, soit par le sol (fer, aluminium, calcium, ...). Il
peut encore être adsorbé sur les colloïdes du sol par formation d'une liaison
chimique forte entre l'orthophosphate et les minéraux argileux.

1.2.3. Traitement des micro-organismes pathogènes

L'application des sols pour traiter des eaux usées est en croissance de par le
monde en raison de la coexistence de plusieurs avantages du processus
d'infiltration : il élimine on l'a vu, une partie des polluants provenant des eaux usées,
il constitue une possible source de recharge de l'aquifère, et il augmente le
rendement des cultures en fournissant des nutriments essentiels et en améliorant les
propriétés du sol (Lance *et al.*, 1982 ; Tim *et al.*, 1988). Toutefois, les inconvénients
1500 de l'infiltration et de l'évacuation par le sol sont moins bien connus et peuvent inclure
la dégradation de la qualité du sol et des eaux souterraines par la contamination
microbienne et chimique et l'accumulation de métaux lourds dans le sol.

1.2.3.1. Élimination des micro-organismes

La contamination microbienne de l'eau et du sol due à l'infiltration des eaux
usées est difficile à traiter, car une fois survenue, elle devient une source diffuse de
pollution, moins sensible à la correction qu'une source ponctuelle (Crane *et al.*, 1983;
Khaleel *et al.*, 1980).

La majorité des pathogènes dans les eaux usées domestiques sont les
bactéries, les virus, les protozoaires et les helminthes. Leur élimination est l'une des
1510 raisons fondamentales du traitement de ces eaux. Des textes réglementaires

précisent les limites en quantité de bactéries dans les rejets dans les eaux de surface. Les études ont montré que le milieu aquatique naturel, les zones humides, et les ouvrages de traitement par le sol permettent une limitation efficace des pathogènes (Reed *et al.*, 1979).

1520 En général, un sol aérobie est un milieu de vie hostile pour les micro-organismes septiques. Les sols contiennent des bactéries naturellement présentes, des champignons, des actinomycètes et des protozoaires qui font leur habitat sur des surfaces minérales dans le sol et interviennent dans de nombreux procédés de traitement biologique des eaux usées. Ces microbes du sol jouent un rôle dans la dégradation de la matière organique et l'élimination de l'azote, des bactéries et des virus exogènes. Quand des conditions aérobies sont maintenues, les populations microbiennes du sol peuvent effectivement bénéficier des apports de nutriments, des matières organiques et des microbes présents dans l'effluent de fosse septique, car ces matériaux sont une source de nourriture. Certaines bactéries et les virus des fosses sont retenus dans les sols par adsorption pendant un temps suffisant pour mourir et permettre à la prédation et aux processus d'inactivation de se produire (Loomis, 1996).

1530 Les dispositifs d'ANC sont conçus et installés avec l'hypothèse que le sol peut agir comme un filtre vivant grâce au potentiel d'auto-purification vu plus haut (Tim *et al.*, 1988).

Le mouvement souterrain de contaminants ne dépasse pas la vitesse de déplacement de l'eau contaminée, que ce soit dans la zone non saturée ou saturée, sauf dans des circonstances très exceptionnelles. Cependant, on a vu que la vitesse de déplacement de l'eau propre donne un plafond pour le mouvement des contaminants (Fourie *et al.*, 1995). Il en va différemment des micro-organismes.

1.2.3.2. Mécanismes de transport et de rétention des micro-organismes

1540 Cependant, les observations de terrain et de laboratoire ont montré que les micro-organismes peuvent migrer sur de grandes distances à travers le sol dans les deux directions, verticale et horizontale (Chen, 1988; Keswick *et al.*, 1982; Stewart et Reneau, 1981; Viraraghavan, 1978). Ainsi, une migration bactérienne jusqu'à 830 m et une migration virale jusqu'à 408 m ont été rapportées (Gerba *et al.*, 1975; Keswick et Gerba, 1980). La capacité des micro-organismes à migrer dans le sol augmente la

probabilité de contamination de l'eau. Le risque de contamination va encore augmenter si les micro-organismes ont la capacité de survivre pendant une longue période.

1550 Les modes de transport des micro-organismes à travers le sol sont les suivants : (1) le mouvement dans les films d'eau grâce à la motilité des micro-organismes; (2) l'allongement des hyphes, un mode par lequel les micro-organismes se déplacent d'un film d'eau à un autre, (3) la croissance microbienne peut contribuer au transport microbien, et (4) la dispersion des micro-organismes dans le sol par le mouvement de l'eau ; ce dernier mode est indépendant de la motilité ou de la croissance microbienne. En convection, les micro-organismes sont transportés par le volume d'eau (Yates et Yates, 1990) et leur mouvement est contrôlé par la vitesse de l'eau (McCoy et Hagedorn, 1979).

Tim *et al.* (1988) ont proposé de classer les mécanismes de transport et d'atténuation, affectant le mouvement des micro-organismes dans le sol, en processus physiques, géochimiques et biologiques. Cependant, les processus physiques principaux responsables du mouvement des micro-organismes dans les milieux poreux sont la convection vue ci-dessus et la dispersion hydrodynamique.

1560 Deux processus sont actifs dans la dispersion : diffusion moléculaire, à effet microscopique, et mélange mécanique, à effet macroscopique (Yates et Yates, 1990). En outre, la mobilité des micro-organismes peut provoquer une dispersion supplémentaire (Tim *et al.*, 1988).

La diffusion est définie comme étant la propagation de micro-organismes en raison d'un gradient de concentration. La diffusion est considérée comme d'importance négligeable dans le transport des bactéries par rapport au mélange mécanique (Yates et Yates, 1990). Toutefois, la diffusion est un mécanisme de transport important lorsque les petites entités ($< 1 \mu\text{m}$) telles que les virus sont impliquées.

1570 Trois processus sont impliqués dans un mélange mécanique (Cunningham *et al.*, 1988; Yates et Yates, 1990). Tout d'abord, le mélange peut se produire en raison de la distribution de la vitesse du fluide dans les pores individuels. Deuxièmement, le mélange peut entraîner des variations des vitesses réelles interstitielles entre canaux de pores de différentes tailles et à cause de la rugosité de surface des parois des

pores. Troisièmement, le mélange peut être causé par la convergence et la divergence des canaux de pores individuels.

1580 L'existence de fractures, macropores, fissures et trous de vers dans le sol améliore le mélange en produisant une dispersion plus efficace. La dispersion a pour résultat la dilution des décharges de contaminants, l'atténuation des pics de concentration, et l'arrivée des contaminants bien avant l'heure prévue sur la seule base de la vitesse moyenne d'écoulement d'eau par convection (Mackay *et al.*, 1985).

La grande taille des helminthes et des protozoaires, typiquement supérieure à 25 microns, ce qui est la même taille que les particules de limon, se traduit généralement par une filtration (rétention) physique très efficace de ces entités par le sol. Des exceptions pourraient se produire dans le cas d'un sable grossier ou de sol fissuré. Les bactéries et les virus, cependant, sont de taille beaucoup plus petite.

1590 Les bactéries peuvent être filtrées par un sol s'il est essentiellement argileux, car les particules d'argile sont assez petites pour filtrer la plupart des bactéries. Plusieurs chercheurs ont proposé que la filtration des bactéries par les particules du sol est le principal obstacle à leur transport et donc le principal mécanisme de leur élimination (Grunnet et Olesen, 1979 ; Hagedorn *et al.*, 1981 ; Matthess et Pekdeger, 1981). Mais Harvey et Garabedian (1991) ont rapporté que le transport bactérien est influencé dans une large mesure par l'adsorption et en partie seulement par la filtration.

1600 Cependant, les virus sont trop petits pour être filtrés, même pour les argiles très fines. Donc, il faut se tourner vers d'autres processus susceptibles d'atténuer les virus dans le sol, tels que l'adsorption qui serait le principal mécanisme d'élimination des virus (Corapcioglu et Haridas, 1984; Gerba et Keswick, 1981; Grunnet et Olesen, 1979; Lance et Gerba, 1984). L'adsorption des virus est meilleure dans les sols argileux, où elle est en grande partie due à des interactions électrostatiques à double couche et aux forces de Van der Waals (Drewry et Eliassen, 1968; Tim et Mostaghimi, 1991). Dans le sol, l'adsorption est le processus par lequel les atomes ou les molécules étrangères en suspension ou en solution dans l'eau se fixent sur la surface d'une particule minérale du sol, abaissant ainsi l'énergie libre de la surface. Un autre facteur atténuant est que les virus ne peuvent survivre en dehors d'un hôte,

et ont donc généralement un temps très faible de survie, surtout lorsqu'on les compare avec les bactéries (Fourie *et al.*, 1995).

1610 Gerba *et al.* (1975) ont noté que l'adsorption joue aussi un rôle important dans l'élimination des bactéries. La présence de particules d'argile favorise l'adhésion des micro-organismes grâce à leur surface externe, et leur grande capacité d'échange cationique (Miller et Wolf, 1975). Certaines surfaces bactériennes et virales qui sont négativement chargées sont fortement adsorbées par des adsorbants anioniques (Matthess et Pekdeger, 1981). La matière organique retenue par le milieu peut aussi augmenter la capacité d'échange de cations, la surface active et le nombre de sites de fixation (Gougoussis, 1982). En revanche, la matière organique dissoute peut réduire l'adsorption des bactéries et des virus en entrant en compétition avec ces micro-organismes pour les sites de fixation (Gerba et Bitton, 1984). L'adsorption est influencée par les variations de température, le pH et la présence de cations et
1620 anions dans le milieu poreux. Elle dépend également de la texture du sol, et du type de bactérie ou de virus impliqués (Matthess *et al.*, 1988).

L'adsorption des micro-organismes à la surface des grains du sol est un phénomène réversible (Pekdeger et Matthess, 1983 ; Yates *et al.*, 1987). Ceci veut dire que les micro-organismes adsorbés peuvent se détacher des particules de sol et se désorber dans l'eau. Ils peuvent ensuite être ré-adsorbés plus loin. Le phénomène de désorption a été suggéré par Wellings *et al.* (1975) qui a observé que des puits exempts de virus, près d'un lieu d'épandage en Floride, devenaient contaminés par des virus après une période de fortes pluies. Ils ont suggéré que les virus ont été initialement adsorbés sur les particules de sol et par conséquent ne pouvaient pas
1630 être détectés dans les puits. Toutefois, les fortes pluies ont causé la désorption de ces virus ainsi remobilisés jusqu'à la nappe.

Un autre mécanisme qui peut faciliter ou limiter le transport des micro-organismes dans le sol est la sédimentation, qui est le dépôt gravitaire de particules sur la surface des grains du sol. Elle se produit lorsque la densité des particules est supérieure à celle du liquide et lorsque les propriétés d'écoulement sont telles que la tendance à la force gravitaire de sédimentation est plus grande que l'énergie cinématique de l'écoulement de liquide (Matthess et Pekdeger, 1981). Les micro-organismes sont très petits ($< 5 \mu\text{m}$) et ont une flottabilité neutre avec une densité d'environ 1 g/cm^3 (Pekdeger et Matthess, 1983). Par conséquent, ils n'ont pas

1640 tendance à sédimenter (Corapcioglu et Haridas, 1984). Cependant, Gerba *et al.* (1975) ont conclu que la sédimentation est un mécanisme de retrait de certaines bactéries.

Adsorption et sédimentation, et dans une moindre mesure filtration, sont donc les processus qui retardent ou empêchent le transport des micro-organismes dans le sol. De plus les processus biologiques comme la croissance ou la mort des micro-organismes ont un impact sur la concentration des micro-organismes dans le sol et donc influencent leur transport.

1.2.3.3. Devenir des bactéries

Dans des études de laboratoire rapporté par Gerba *et al.* (1975) puis Gerba et
1650 Keswick (1981), *E. coli* a survécu jusqu'à 4,5 mois dans l'eau souterraine maintenue dans l'obscurité. Cette survie est observée malgré une réduction de 99,9998% des *E. coli* et 99,9995% des streptocoques fécaux durant les 20 premiers jours. Dans une autre étude, Chandler *et al.* (1981) ont évalué la persistance des bactéries indicatrices (coliformes fécaux et streptocoques fécaux) sur des terres auxquelles un lisier de porc avait été appliqué. Ils ont trouvé que le temps nécessaire pour une réduction de 90 % du nombre de bactéries indicatrices dans l'horizon supérieur (30 mm) du sol varie de 7 à 20 jours. Le taux de mortalité de *E. coli* et des streptocoques fécaux dans les eaux souterraines varient de 0,16 à 0,36 j⁻¹ et de 0,03 à 0,23 j⁻¹ respectivement, selon Gerba et Bitton (1984). De façon remarquable, la survie des
1660 virus varie considérablement : le taux de mortalité variait de 0,046 à 0,77 j⁻¹ et de 0,39 à 1,42 j⁻¹ pour le poliovirus et le coliphage, respectivement (Gerba et Bitton, 1984).

La distance parcourue par les bactéries et les virus à travers le milieu poreux dépend évidemment de la nature de celui-ci, ce qui renvoie à la notion de perméabilité et de convection. Dans les études par Gerba *et al.* (1975), les coliformes ont voyagé de 0,6 m dans un limon sableux fin à 830 m dans un sol de sable et gravier ; le bactériophage T4 a parcouru jusqu'à 1,6 km dans une roche calcaire. Stewart et Reneau (1981) ont détecté la migration de coliformes dans les
1670 champs d'infiltration selon les directions verticale et horizontale grâce à la surveillance des puits de 152 cm et 305 cm de profondeur situés à moins de 30 m des points d'infiltration : la distance de migration a varié en fonction de la position du puits d'observation.

On suppose souvent que les conditions du sol sont homogènes et continues. Un problème qui a été identifié dans certains profils de sol est celui que l'on appelle le flux des macropores. Il s'agit de flux qui peut se produire le long de canaux formés par les racines décomposées, ou de longues fissures dans la roche ou les profils de sols résiduels, entre autres. Une fois de plus, la convection est le principal moyen de transport dans le continuum poreux (Fourie *et al.*, 1995).

Le mouvement de micro-organismes dans le sol peut en effet être très rapide. 1680 Smith *et al.* (1985) a comparé le mouvement d'une souche de *E. coli* K12 résistante à la streptomycine et d'un traceur dans des sols de texture différente disposés dans des colonnes de sol intact longues de 28 cm. Avec le limon de Huntington, 90 % de *E. coli* appliquée a parcouru la colonne en 17 minutes, tandis qu'environ 70 % de la quantité appliquée du traceur a traversé dans le même délai. Les chercheurs ont pensé que ce mouvement rapide s'explique par la présence de macropores verticaux continus dans ce sol intact. Dans une étude réalisée par McCoy et Hagedorn (1979), des souches de *E. coli* ont été transportées dans le sol à une vitesse maximale apparente de 17 cm/min. Dans une étude à Humberside, Royaume-Uni, les bactériophages ont été injectés dans un aquifère par forages à 366 m et 122 m d'un 1690 puits de pompage (Skilton et Wheeler, 1988) : les résultats ont révélé une vitesse maximale de 2,8 cm/s. Pilgrim et Huff (1983), Jacobsen *et al.* (1997), Laegdsmand *et al.* (1999), Laubel *et al.* (1999) et McKay *et al.* (2000) ont observé la percée rapide de particules colloïdales à travers des colonnes de sol non remanié ou directement sur le terrain, induisant là aussi l'existence de flux préférentiels.

De nombreuses études sur le mouvement des bactéries à travers le sol ont été menées sur le terrain et les résultats montrent généralement un mouvement rapide et une concentration élevée de bactéries dans les eaux infiltrées. L'explication donnée est normalement que les phénomènes observés sont dus à l'écoulement préférentiel par des macropores, des fissures, des fractures, des trous de ver et les 1700 canaux formés par les racines des plantes ou des animaux dans le sol. L'écoulement préférentiel à travers des macropores a été observé dans des études en laboratoire et sur le terrain (Chandler *et al.*, 1981; Thomas et Phillips, 1979; van Elsas *et al.*, 1991). L'influence des macropores sur le transport des matières dissoutes et en suspension dans le sol a aussi été examinée par White (1985).

Les études sur le transport de substances chimiques dans les chemins préférentiels donnent une analogie pour le transport des micro-organismes. Rice *et al.* (1988) a constaté que l'écoulement préférentiel dans les champs irrigués entraîne les solutés et l'herbicide à une vitesse 1,5 à 2,5 fois plus élevée que celle attendue fondée sur l'équilibre matriciel de l'eau. Beven et Germann (1982) ont étudié les conséquences du fait que l'écoulement de l'eau et des solutés dans les macropores est plus rapide qu'à travers la matrice du sol. Everts et Kanwar (1988) ont utilisé une technique de séparation de l'hydrogramme pour quantifier les composantes du flux préférentiel et du flux matriciel. Ils ont constaté que l'écoulement préférentiel représente moins de 2 % du débit total d'eau mais que le flux de bromure et nitrate comprend plus de 25 % de la quantité appliquée.

1.2.3.4. Devenir des virus

Parmi les micro-organismes pathogènes, les virus sont une préoccupation majeure car ils sont plus petits que les bactéries et les protozoaires et sont beaucoup plus mobiles en milieu souterrain (Schijven et Hassanizadeh, 2000). Un certain nombre d'études ont documenté la capacité des virus à migrer sur des distances importantes à travers le sol (Keswiche et Gerba, 1980; Goyal *et al.*, 1984; Gerba et Rose, 1990). Le transport et le devenir des virus dans le sol sont régis par la convection, la dispersion et l'inactivation, ainsi que l'interaction du virus avec différentes interfaces. Les processus d'adsorption, d'attachement et d'inactivation déterminent principalement la suppression des virus lors du passage dans le sol (Keswiche et Gerba, 1980; Yates *et al.*, 1987). L'élimination des virus meilleure dans la zone non saturée que dans la zone saturée, observée dans plusieurs études (Jin *et al.*, 2000; Powelson *et al.*, 1990; Powelson et Gerba, 1994; Poletika *et al.*, 1995), a été attribuée à l'augmentation de l'adsorption sur des interfaces solide-eau (ISE), de l'attachement irréversible aux interfaces air-eau (IAE), et/ou de l'attachement aux interfaces entre solide, eau et air (SEA) (Chu *et al.*, 2001 ; Lance et Gerba, 1984 ; Bitton *et al.*, 1984 ; Powelson *et al.*, 1990 ; Thompson *et al.*, 1998).

Chu *et al.* (2001) ont obtenu des résultats de rétention pour différents états de surface du sable. Pour le sable propre (traité pour éliminer tous les oxydes métalliques), la légère fixation du virus à l'IAE était irréversible, probablement en raison des forces d'interface. Les résultats pour le sable non traité ont suggéré que la présence d'oxydes de fer a créé des conditions favorables pour l'attachement à l'ISE

et a dominé la suppression des virus en conditions non saturées. Keller et Sirivithayapakorn (2004) ont observé que la suppression du virus MS2 a considérablement augmenté avec la diminution de la teneur en eau, ce qui a été attribué à l'attachement à l'IAE dans les minces films d'eau. L'interaction hydrophobe (Schijven et Hassanizadeh, 2000) a également été proposée comme contribution à l'adsorption du virus à l'ISE et l'IAE.

1.2.4. Élimination des micropolluants organiques

Le parabène est l'un des polluants organiques qui se trouve dans les eaux usées domestiques. Les parabènes sont couramment utilisés comme agents antimicrobiens dans les produits cosmétiques, les produits pharmaceutiques et la transformation des aliments et des boissons. L'exposition humaine généralisée aux parabènes par pénétration cutanée ou par ingestion a été récemment documentée, et certains parabènes ont montré des effets néfastes sur la reproduction masculine dans les études animales (Canosa *et al.*, 2006). L'exposition du fœtus aux œstrogènes environnementaux pourrait être la cause d'effets néfastes sur la reproduction et le développement ultérieurs chez les hommes et l'exposition cutanée serait cause de cancer du sein chez les femmes (Harvey et Darbre, 2004). Néanmoins, il y a eu peu de conclusions définitives sur ces hypothèses.

Bazin *et al.* (2010) ont étudié le risque potentiel des parabènes. Suite à l'EMEA de l'UE (European Medicines Agency), ligne directrice de l'évaluation des risques environnementaux pour la classification des substances dangereuses, et compte tenu des résultats obtenus avec *Daphnia magna*, les méthyl-, éthyl- et n-propylparabènes devraient être classés comme substances nocives pour les organismes aquatiques, tandis que le n-butyl et le benzylparabène sont classés comme substances toxiques.

A température ambiante, les parabènes sont sous forme cristalline, donc ils devraient être solubilisés dans un solvant adéquat pour le mélange dans la matrice souhaitée. La solubilité des parabènes dans l'eau à 25°C est très faible. La solubilité de méthyl-, éthyl-, propyl-, butylparabène est de 0,25 %, 0,17 %, 0,05 % et 0,02 % respectivement (Elie et Lionel, 2007).

Canosa *et al.* (2006) ont rapporté que dans les échantillons d'eaux usées, le méthyl- et le propyl- parabène affichent les plus fortes concentrations. D'autre part, le

1770 benzylparabène n'a jamais été détecté et ils ont également identifié et quantifié certains sous-produits chlorés de méthyl et de propyl. En outre, l'acide p-hydroxybenzoïque était présent dans les eaux usées brutes. En France, dans le cadre du projet AMPERES (Cemagref, 2006-2009), 21 stations d'épuration des eaux usées ont été étudiées afin de mesurer la composition des eaux usées brutes et traitées concernant les substances pharmaceutiques. Dans la liste des substances analysées, il n'y a pas de parabène. Ils ont remarqué que les composés comme les antibiotiques ne sont pas supprimés de manière efficace à moins que les traitements tertiaires spécifiques soient utilisés, comme la filtration sur charbon actif, osmose inverse et l'ozonation. Eriksson *et al.* (2009) a mesuré la concentration de parabènes dans l'influent et l'effluent d'un ANC et les stations de réutilisation au Danemark. Ils ont remarqué que la dégradation des parabènes se produit dans le *Rotating Biological Contactor* (RBC) grâce au biofilm qui contient des micro-organismes. Dans les échantillons d'eaux grises qui n'ont pas passé par les globules rouges, les parabènes sont présents jusqu'à la fin de l'expérience, montrant que les bactéries en suspension dans l'eau grise ne dégradent pas les parabènes. Chris (2010) a classé les parabènes comme une famille de contaminants « mal étudiée » dans les stations de traitement des eaux usées au Canada.

Donc, le devenir des polluants émergents à travers le sol, comme les parabènes, n'a pas été étudié alors qu'ils seraient une menace pour l'environnement et les ressources en eau. Le transport de ces polluants dans les macropores créés par les chemins préférentiels dans le sol, sans sollicitation du potentiel épurateur de la matrice du sol, pourrait être une source de danger pour l'environnement. De ce fait, il est important d'évaluer l'existence de ces macropores.

On conclut les points suivants concernant cette étude bibliographique sur les parabènes :

- L'homme et les animaux sont exposés aux parabènes par pénétration cutanée et / ou par ingestion.
- Par plusieurs recherches individuelles, les parabènes ont été considérées comme une pathogène nuisible (activité œstrogène et toxique) pour la santé et l'environnement, mais il n'y a pas de preuve épidémiologique.

- Dans le corps humain, les parabènes libres sont absorbés, métabolisés (hydrolysés et conjugué) et enfin excrétés dans l'urine. Les conjugués sont le produit urinaire principal de parabènes.
- Les parabènes existants dans les produits ménagers se transmettent dans l'environnement dans l'état libre et/ou hydrolysé. Donc, les parabènes se trouvent dans les eaux usées domestiques comme un polluant émergent.
- La dégradation des parabènes dans les eaux usées par des méthodes chloration, ozonation et biologiques (en ajoutant les bactéries) se fait dans les stations d'épuration où il existe le traitement tertiaire (artificielle).
- Le devenir et le transfert des parabènes par le dispositif et son impact sur les sols n'ont pas été étudiés (manque de recherche)

1.2.5. Épuration par le sol : agriculture, sols pollués, STEP

Bien que les eaux usées aient subi un traitement relativement poussé avant d'être infiltrées dans le sol, certains contaminants demeurent présents dans les effluents des systèmes de traitement secondaire avancé. C'est notamment le cas du phosphore et de l'azote, en plus d'une contamination bactériologique résiduelle.

Lorsque les eaux usées sont infiltrées à haut taux de charge directement dans le sol, on peut considérer que l'enlèvement du phosphore se fait uniquement par fixation dans le sol puisque le phosphore est injecté sous la zone des racines. Bien que le sol puisse offrir une importante capacité initiale de rétention de phosphore, alors que sa teneur en phosphore est faible, la proportion de phosphore retenue diminue en fonction de la saturation du sol traversé par l'effluent. À plus ou moins long terme, le phosphore excédentaire véhiculé par les eaux souterraines risque d'entraîner une détérioration de la qualité des eaux de surface alimentées par la nappe. Une concentration en phosphore dans les eaux souterraines, même relativement faible comparativement à celle d'un effluent traité, peut être élevée par rapport au niveau acceptable dans les eaux de surface (de l'ordre de 0,01 à 0,03 mg/L selon le milieu) et s'avérer problématique en termes de masse compte tenu que la baisse de concentration peut être attribuable en grande partie à la dilution. Ce risque est minimisé dans le cas des installations septiques des résidences isolées où les débits et charges sont faibles. Il peut toutefois en être autrement pour des

installations de plus grande capacité, surtout si les eaux sont infiltrées à plus haut taux de charge hydraulique à la suite d'un traitement préalable plus poussé. La rétention du phosphore dans les sols utilisés pour infiltrer des effluents d'eaux usées est complexe. Elle dépend de plusieurs facteurs comme la chimie du sol, sa capacité d'adsorption, la concentration et le taux de charge des eaux infiltrées, les conditions d'oxydation, la végétation, la pente, et autres. La quantité de phosphore retenue ainsi
1840 que l'étendue de la zone d'influence du phosphore varient d'un site à l'autre. Il est toutefois démontré que la zone d'augmentation de concentration en phosphore peut s'étendre avec les années et que l'on peut trouver des concentrations relativement élevées dans les eaux souterraines (Ptacek *et al.*, 1997 ; Gerritse *et al.*, 1995 ; Driescher et Gelbrecht, 1993).

La réglementation du Québec admet généralement que les installations septiques situées à plus de 300 m d'un lac ou de ses tributaires ne devraient pas avoir un effet significatif sur les apports en phosphore dans le lac. Une approche semblable a été proposée en Ontario selon Michalski (1994). Pour les champs de polissage situés à moins de 300 mètres d'un lac ou de l'un de ses tributaires, il est
1850 recommandé d'évaluer la capacité de fixation en phosphore du sol.

En agriculture, il a été démontré qu'un enrichissement excessif du sol en phosphore peut entraîner une augmentation de la quantité de phosphore présente dans les eaux de surface, notamment lorsque le taux de saturation du sol en phosphore dépasse 10 %. L'approche utilisée au Québec pour déterminer le pourcentage de saturation en phosphore du sol consiste à mesurer la teneur du sol en phosphore et sa teneur en aluminium en utilisant l'extractif Mehlich III (*Guide agro-environnemental de fertilisation*, 1999). Le pourcentage de saturation correspond alors au rapport de la teneur en phosphore sur la teneur en aluminium. Il n'est pas évident de transposer directement la situation du domaine agricole, où le
1860 phosphore est appliqué à la couche superficielle de sol, à des épandages souterrains dans des couches plus profondes, car les phénomènes de migration ou de lessivage du phosphore peuvent être très différents.

Pour le traitement des eaux usées domestiques par infiltration dans le sol, certains auteurs mentionnent que la capacité de rétention du sol en phosphore peut être déterminée au moyen d'essais d'adsorption (EPA, 1981, Reed *et al.*, 1995). Il y

a cependant peu de données disponibles, par savoir si la capacité de rétention a été vérifiée après saturation du sol.

Au Québec, si l'on projette d'introduire un champ de polissage à moins de 300 mètres d'un lac ou de l'un de ses tributaires, on doit en évaluer l'impact à long terme.

- 1870 Une façon de le faire consiste à déterminer la capacité de fixation du sol en phosphore, selon l'une ou l'autre des méthodes indiquées ci-dessus (Mehlich III ou les essais d'adsorption), et s'assurer que cette capacité sera suffisante pour fixer la charge en phosphore prévue sur une période d'au moins 20 ans. La zone de sol qui peut être considérée pour déterminer la capacité de fixation en phosphore est l'épaisseur de sol non saturé entre la surface d'application des eaux usées et le niveau de la nappe sur la superficie d'épandage des eaux usées. On doit aussi aménager au moins un puits d'échantillonnage des eaux souterraines en aval de la zone d'infiltration et mesurer la concentration en phosphore une fois par trimestre, sauf l'hiver. Lorsque la concentration atteint 150 % de sa valeur initiale, l'infiltration
- 1880 dans le sol doit être remplacée par une autre méthode de déphosphatation.

Selon le critère fixé par le Ministère de l'Environnement du Québec, l'effluent d'un système de traitement secondaire avancé n'est pas désinfecté puisque seul un rabattement des coliformes fécaux jusqu'à 50 000 UFC/100 mL est exigé. Par ailleurs, les taux de charge hydraulique plus élevés et l'absence d'un matelas colmatant limitent l'efficacité de polissage par le sol. Aucune exigence n'est fixée en ce qui concerne l'enlèvement de l'azote. Plusieurs types de traitements effectuent une transformation de l'azote contenu dans les eaux usées plutôt que de l'éliminer, de sorte qu'il peut en résulter un effluent traité chargé en nitrates.

- 1890 En France, dans le cas d'un dispositif épurateur d'ANC, une distance minimale de 35 m et au Québec de 30 m est exigée par rapport à un puits utilisé pour l'alimentation autre source d'alimentation pour la consommation humaine.

1.2.6. Évacuation par le sol des eaux usées traitées

Le sol est un milieu où croissent et se développent de très nombreux organismes vivants animaux et végétaux et c'est en cela qu'il remplit une fonction de milieu biologique. Ses caractéristiques influent beaucoup sur cette croissance et ce développement qui peuvent être plus au moins favorisés. La fonction biologique du sol repose sur le fait que le sol constitue pour les organismes vivants qui s'y trouvent,

un environnement physique, physico-chimique, chimique et biologique. Dans le déterminisme de la qualité des eaux, de l'air et de la chaîne alimentaire le sol est un milieu de transit, de stockage et de transformation de très nombreuses substances, 1900 quelles que soient leur nature, inorganiques ou organiques, résultant de processus naturels ou d'activités humaines. Les constituants des sols, leurs assemblages et les matières organiques sont à l'origine de nombreux phénomènes physiques, chimiques et biologiques qui déterminent la composition chimique des eaux qui s'infiltrent dans le sol et qui s'évacuent dans les nappes souterraines et dans le réseau hydrographique superficiel. Il faut souligner que ce rôle est double, ce qui est souvent ignoré. En effet, le sol peut être une source de substances polluantes mais il peut aussi être un puits pour ces substances en les retenant et les dégradant (Calvet, 2003).

1910 Un problème qui est souvent soulevé par rapport à l'ANC est la pollution perçue des sols et des eaux souterraines qui est associée à ces systèmes. Le terme « polluant » est utilisé lorsque la concentration excède le niveau acceptable fixé réglementairement. Sinon, le terme « contaminant » est utilisé.

De nombreux facteurs influencent la survie et le mouvement des micro-organismes dans le sol. Ceux-ci sont principalement liés aux interactions entre le sol, l'eau, l'air et les micro-organismes (Crane *et al.*, 1983 ; Gerba et Bitton, 1984 ; Tim *et al.*, 1988). Dans les milieux hétérogènes comme les sols, le transport des bactéries est directement lié à la distribution de taille des particules du sol et sa texture (Gerba et Bitton, 1984 ; Tate, 1978). L'effet de ces facteurs sur le mouvement des micro-organismes dans le sol a été, on va le voir, le sujet de nombreuses recherches. 1920

1.2.6.1. Effet des propriétés physiques du sol

Un facteur important dans la prévention de la migration des contaminants, en particulier la contamination bactérienne, est la distribution de la taille des particules. Un sol à la granulométrie bien étalée sera un filtre beaucoup plus efficace qu'un sol similaire en moyenne, mais uniformément gradué. L'importance de ce facteur dans le mécanisme de filtration a été reconnue dans de nombreux cas étudiés (Gerba *et al.*, 1975).

Van Elsas *et al.* (1991) ont étudié l'influence des propriétés du sol sur le mouvement vertical d'un *Pseudomonas fluorescens*, souche bactérienne

1930 génétiquement marquée, dans une colonne haute de 50 cm d'un sol de texture sable limoneux. Ils ont introduit des cellules bactériennes à la surface supérieure de colonnes de sol de 5,3 % et 13 % d'humidité, et ont mesuré la concentration en cellules à différentes profondeurs. Ils ont trouvé que le ratio de la concentration des cellules dans le sol sec à celle dans le sol plus humide décroît de 98 % à la surface du sol à 68 % à 20 cm de profondeur. Ces chercheurs ont également étudié l'effet de la densité apparente du sol sur le transport des bactéries. Ils ont observé un accroissement du transport vers les strates inférieures du sol quand la densité diminue depuis 1,3 g/cm³ à 1,15 puis 1 g/cm³). Dans les travaux de Huysman et Verstraete (1993), une augmentation de la densité apparente de 1,27 à 1,37 g/cm³ a
1940 entraîné une diminution de 60 % de la migration des bactéries dans les colonnes de laboratoire. Ainsi, une forte teneur en eau et une faible densité apparente favorisent le transport des bactéries.

Smith *et al.* (1985) ont comparé le taux de transfert de *E. coli* de sols différents en texture, non remaniés ou remaniés. Dans les sols non remaniés, 22 % (respectivement 44 % et 79 %) des *E. coli* appliquées ont traversé une colonne de 0,28 m de limon de Maury (respectivement le limon de Crider et le limon fin de Bruno). Dans les colonnes remplies avec les mêmes sols mais remaniés, au moins 93 % des *E. coli* introduites ont été retenues dans le même volume de sol. Le remaniement détruit en effet la structure du sol et supprime des chemins de transfert.

1950 Les sols à texture grossière ont plus de macropores et ainsi une faible capacité d'adsorption. Par conséquent, le transport des bactéries est facilité par les sols à texture grossière, même quand ils sont perturbés (Tan *et al.*, 1992). Toutefois, dans les sols fins mais plus structurés (présence d'agrégats), les macropores qui sont plusieurs fois plus grandes que la bactérie, ainsi que les fissures connectées, constituent la principale voie pour le transport rapide des bactéries sur de grandes distances. Les observations expérimentales indiquent que l'écoulement préférentiel est la règle plutôt que l'exception dans la plupart des sols structurés (Flury *et al.*, 1994).

La taille et la morphologie des micro-organismes affectent-elles leur transport à travers le sol ? Gerba et Bitton (1984) ont rapporté que lorsque *E. coli* et coliphage f2
1960 ont été injectés ensemble dans un aquifère, les *E. coli* plus grandes ont été détectées 150 m vers l'aval dans un puits. La raison de ce mouvement rapide de *E.*

coli n'est pas connue. D'autre part, Kott (1974) qui a étudié le mouvement de différentes espèces de bactéries dans les colonnes de sable, a conclu que la taille et la morphologie bactérienne n'a pas d'incidence sur l'efficacité de filtration du sable sur les bactéries. On ne parvient pas à une réponse sûre à la question posée.

1970 Fontes *et al.* (1991) ont étudié les effets de la force ionique de l'eau artificiellement injecter dans l'eau souterraine artificielle, la taille des cellules, la taille des grains minéraux et l'hétérogénéité au sein du milieu poreux sur le transport des bactéries. Ils ont trouvé que la taille des particules du sol est le facteur le plus important. Ensuite, la taille des cellules et la force ionique sont classées à second niveau de l'importance dans le contrôle du transport des bactéries. Gannon *et al.* (1991a) n'ont trouvé aucune relation entre la taille de la cellule, l'hydrophobicité de sa surface, la charge nette de surface de 19 souches bactériennes, et leur transport à travers un sol limoneux, ni entre la présence de flagelles et le transport des bactéries dans le sol.

1980 Scholl *et al.* (1990) ont étudié l'influence de la composition minérale du sol, sa force ionique et le pH sur la fixation des bactéries. Leurs résultats indiquent que les interactions entre les particules minérales et des cellules bactériennes jouent un rôle important dans le mouvement des bactéries à travers le milieu poreux saturé. Gannon *et al.* (1991b) ont étudié l'influence de NaCl en solution, la densité cellulaire de transport et de la vitesse d'écoulement sur le transport d'une espèce à travers des colonnes de sable (hauteur 0,3 m) en conditions saturées. Seulement 1,5% (respectivement 60 %) des bactéries appliquées dans une solution à 0,01 mole de NaCl (respectivement l'eau distillée) sont passées à travers la colonne 2 heures après l'injection. Ces résultats indiquent clairement que le transfert de bactéries introduites dans les aquifères de sable peut être augmenté ou diminué en modifiant la composition chimique de la solution de transport.

1.2.6.2. Effet des paramètres hydrauliques du sol

1990 La perméabilité (ou conductivité hydraulique) du sol entre la surface d'épandage et le niveau piézométrique est évidemment d'une importance primordiale dans la détermination de l'étendue de la contamination possible due à l'installation d'ANC. La perméabilité du sol est cependant difficile à mesurer. Un autre problème vient du fait que les profils de sols naturels sont hétérogènes et anisotropes, donc

peuvent présenter une différence de conductivité hydraulique dans les directions verticale et horizontale et selon l'endroit.

2000 Malheureusement, il y a beaucoup de types différents de tests de perméabilité sur le terrain qui sont d'usage courant mais ne donnent pas nécessairement la même valeur pour un même sol. Il a déjà été mentionné que le risque de contamination des eaux souterraines peut être diminué en maximisant le temps de séjour dans la zone vadose (ou non saturée). La mesure de la perméabilité non saturée du sol dans la zone non saturée présente un ensemble supplémentaire de difficultés parce que la perméabilité varie avec le degré de saturation du sol (c'est à dire la teneur en eau). La perméabilité plus élevée est atteinte lorsque le sol est complètement saturé, et la perméabilité diminue lorsque la teneur en eau diminue. Il n'y a pas de technique universellement acceptée pour mesurer cette propriété, et il est en fait actuellement l'objet de recherches à travers le monde. Donc, une façon de contourner la difficulté due à cette variation est de mesurer la perméabilité à saturation des sols en zone non saturée qui est indépendante de la teneur en eau du sol, et de la présenter
2010 comme une constante. La perméabilité varie de plusieurs ordres de grandeur pour les différents types de sols.

Romero (1972) a conclu que le passage par 1 à 2 m de sable grossier peut traiter les eaux usées domestique. De même façon, Fekpe *et al.* (1992) ont mis en avant que l'utilisation des sols grossiers fournit un traitement adéquat dans le cas des dispositifs d'assainissement sur site. Ils discutent un certain nombre de tests de percolation sur le terrain qui ont été menés à Kumasi, au Ghana, afin de déterminer la capacité d'infiltration des sols. Les sols de perméabilité élevée ont été classés comme les plus adaptés aux dispositifs d'assainissement sur place. Ceci, bien sûr, est en conflit avec l'exigence de maximiser le temps de séjour dans la zone non saturée. En effet, un autre point de vue (Lewis *et al.*, 1980) est que les sols fins tels que les argiles sont les plus appropriés. Muller (1989) a montré une corrélation entre la teneur en argile du sol et la disparition du nitrate par dénitrification, et il a conclu
2020 que le sol argileux est préférable pour inhiber la contamination par le nitrate à travers un sol perméable.

La discussion ci-dessus a mis l'accent sur la migration des contaminants à travers un profil de sol qui est supposé continu. Pourtant, lorsque l'écoulement se

produit dans les macropores ou les discontinuités, la situation s'est parfois révélée dangereuse en raison de la grande vitesse de transfert.

1.2.7. Conclusion

2030 Certaines conclusions peuvent être tirées de cette section concernant l'influence des paramètres physiques sur l'épuration par le sol :

1- La contamination issue de l'ANC n'est pas d'un genre unique, mais elle inclut un certain nombre d'éléments qui peuvent être divisés en deux grandes catégories :

- Les contaminants chimiques: l'azote et le phosphore, sous la forme de nitrate et phosphate respectivement.
- Les contaminants microbiologiques : virus, bactéries, protozoaires et les helminthes.

2040 2- Il existe plusieurs mécanismes de transport des contaminants et les contaminants eux-mêmes sont soumis à modification, habituellement de nature temporelle :

- Le mouvement se déroule principalement par convection, avec peu de survenue de diffusion.
- Il existe de nombreux autres processus qui retardent ou réduisent la mobilité. Les processus suivants affectent des contaminants de façon spécifique :
 - La filtration physique élimine efficacement les helminthes et les protozoaires. Ce facteur est bien sûr très dépendant de la distribution des particules du sol, un sol bien gradué étant plus efficace.
 - Le phosphate est éliminé par l'adsorption, mais bien que ce processus soit généralement très efficace, les mécanismes de libération ne sont pas clairs. Le sol possède une certaine capacité d'adsorption et ne peut pas adsorber le phosphate au-delà de cette limite.
 - Le nitrate est abattu par la dénitrification et l'adsorption sur les minéraux dans le sol.

2050

- Le transport des virus et des bactéries est retardé par divers processus, y compris la filtration, l'adsorption et la complexation.

2060 3- Le devenir des contaminants chimiques et microbiens des eaux usées dans le sol et l'action du sol sur ces contaminants peuvent être étudiés dans une série des colonnes du sol en laboratoire, des études in situ, et aussi par modélisation. Les études en laboratoire et in situ fournissent des renseignements importants sur le mouvement des bactéries dans les sols. Des comparaisons qualitatives sont généralement transférables du laboratoire à des situations réelles in situ. Il est beaucoup plus difficile d'établir un accord quantitatif. Les études de colonne de laboratoire ne représentent pas entièrement les conditions rencontrées dans la nature.

2070 4- Les micro-organismes qui migrent dans et à travers le sol à partir de sources sur la surface du sol peuvent provoquer une grave menace à la fois pour les eaux souterraines et de surface. Il a été observé que les micro-organismes peuvent migrer sur des distances significatives dans le sol. Les résultats de plusieurs études ont démontré que l'écoulement préférentiel à travers des macropores est la principale raison de ces observations. Cependant, une représentation quantitative de ce phénomène n'a pas été fournie.

Ces macropores peuvent être dus à des trous de racine, des trous de ver, des fissures, fractures, et des discontinuités aux interfaces des fragments des cailloux avec le sol fin. Quelle que soit la cause, le régime d'écoulement souterrain sera considérablement accéléré par la présence de ces macropores.

2080 La traversée du sol dans ces macropores laisse donc manifestement très peu de temps pour l'élimination naturelle des contaminants. Ainsi, pour cette thèse il est envisagé : d'une part, d'instrumenter un dispositif ANC réel pour étudier le devenir des contaminants et les fonctions du sol à l'égard de l'infiltration des eaux usées traitées et pour suivre l'état hydrique du sol et d'autre part, d'évaluer la relation entre la composition physique du sol, et sa conductivité hydraulique dans un sol hétérogène afin de qualifier l'impact des discontinuités causées par les cailloux dans la matrice de sol fin.

1.3. Caractérisation physique du sol

2090 Le sol est un milieu triphasique avec une phase solide, minérale et organique, comprenant les éléments constituant la structure du sol, une phase liquide contenant les éléments dissous constituant la solution interstitielle du sol et une phase gazeuse remplissant les pores non remplis par la phase précédente (Camuzard, 2004).

La distinction entre caractéristiques intrinsèques et relatives des trois phases constitutives du sol, « paramètres d'état » introduits dans le cadre de sa description globale, permet l'étude de la composition et de l'organisation de la phase solide du sol. La composition de la phase solide du sol est à l'origine des propriétés du sol. Bien que la matrice solide soit le siège de nombreuses réactions physico-chimiques, sa composition reste relativement stable, au moins à l'échelle macroscopique. L'organisation de la phase solide du sol est en grande partie conditionnée par sa composition. Elle définit le volume de la structure des espaces lacunaires, dans
2100 lesquels se déroulent les processus de transfert de l'eau et se développent les organismes vivants (Musy et Soutter, 1991).

1.3.1. Les éléments constitutifs de la matrice et la classification des sols

Les sols sont des milieux poreux. Ils sont constitués de trois phases, solide, liquide et gazeuse, dont les proportions sont variables en fonction de l'état hydrique des sols et des contraintes mécaniques qu'ils subissent. Sans aborder la description détaillée de l'espace poral, on peut déjà noter que la phase solide occupe 40 % à 70 % du volume du sol. La phase solide du sol est constituée par des minéraux et des matières organiques en proportions variables. La nature des minéraux du sol est déterminée à la fois par les roches sur lesquelles ils se sont formés et par les
2110 processus de pédogenèse. La teneur en matière organique est variable selon les types de sol et est très étroitement liée aux conditions de la pédogenèse. Lorsque les sols sont classés en fonction de leur teneur en matière organique (Tableau 1), une distinction doit être faite entre les sols organiques et les sols minéraux contenant des matières organiques.

Tableau 1. Classification des sols ayant des composants organiques

Sol	Teneur en matière organique en % de la masse sèche (< 2 mm)
Faiblement organique	2 à 6
Moyennement organique	6 à 20
Fortement organique	>20

2120 La classification des sols organiques grenus et composites accumulés in situ est fondée sur le type de matière organique, sur l'origine génétique et le degré de décomposition des composants organiques. Les matières organiques ne sont pas réparties uniformément dans le sol et leur teneur, toujours plus grande en surface, décroît en profondeur.

1.3.1.1. Analyse granulométrique

La phase solide inorganique du sol est constituée par des particules de minéraux de formes et de tailles variées. L'analyse granulométrique correspond à l'étude de la répartition de taille des particules. Pour simplifier l'ensemble complexe d'un sol, il faut distinguer dans un échantillon du sol les éléments grossiers et la terre fine qui constitue la matrice (Tableau 2).

2130

Tableau 2. Limites dimensionnelles entre terre fine et éléments grossiers

Terre fine	Éléments grossiers
Particules comprises entre 0 et 2 mm	Particules supérieures à 2 mm
Séparation par mise en suspension puis sédimentation	Séparation par tamisage en voie sèche ou humide

Selon le Tableau 2, les éléments grossiers sont tous les constituants minéraux individualisés (fragments de roches) de dimension supérieure à 2 mm. Le refus à 2 mm correspond à tout ce qui ne passe pas à travers le tamis de 2 mm. Dans ce refus, il y a non seulement les éléments grossiers lithiques, mais aussi les nodules pédologiques et parfois des agrégats ayant résisté à l'écrasement. Dans ce cas-là, un séjour prolongé dans l'eau et un lavage à grande eau sont nécessaires pour faire disparaître les agrégats et ensuite trier les éléments grossiers (Tableau 3).

Tableau 3. Répartition par diamètre des éléments grossiers selon la norme française AFNOR X 31-003 (1998).

Graviers	Cailloux	Pierres	Grosses pierres	Blocs
0,2 à 2 cm	2 à 7,5 cm	7,5 à 12 cm	12 à 25 cm	> 25 cm

La teneur en éléments grossiers est obtenue par pesée lors de la préparation des échantillons. Après lavage et séchage du refus à 2 mm, on subdivise cette fraction grossière à l'aide de tamis convenables.

Le taux pondéral d'éléments grossiers¹ R_w s'exprime comme ci-dessous :

$$R_w = \frac{M_c}{M} \times 100 \quad \text{Équation 1.}$$

où M_c est la masse du refus sur le tamis à 2 mm et M est la masse sèche de l'échantillon du sol.

2150 Le taux des éléments grossiers est la seule information qui transparaît habituellement dans un tableau d'analyses. Au plan pédologique, les éléments grossiers peuvent apporter un très grand nombre de renseignements, même s'ils sont peu abondants. L'une de ces informations qui est très importante, et on la développera dans les sections suivantes, c'est la superficie de l'interface complexe entre les éléments grossiers et la matrice, interface qui engendre la naissance d'une discontinuité et d'une porosité supplémentaire dans le sol.

2160 La détermination de la distribution des particules minérales solides inférieures à 2 mm (Tableau 2) porte sur les échantillons de matériaux terreux prélevés sur le terrain. Elle s'effectue après des traitements destinés à détruire les matières organiques et à individualiser les particules minérales solides. Plusieurs méthodes sont utilisées pour cette détermination. Pour les particules supérieures à 80 μm , on utilise l'analyse granulométrique par tamisage (voie sèche ou humide) en passant l'échantillon du sol par une série de tamis. Pour les particules inférieures à 80 μm , les méthodes les plus employées sont fondées sur la loi de Stokes. Par cette méthode, décrite dans la norme P.94-057 (AFNOR, 1992), la séparation des particules s'effectue par sédimentation en milieu aqueux.

¹ En anglais « Rock fragments on weight » (R_w)

1.3.1.2. Les constituants solides et la texture

Déterminer la répartition statistique de taille des particules d'un échantillon nécessite d'admettre par convention des limites entre les classes granulométriques. Ces seuils permettent de distinguer les sols et d'aider à la description et à la compréhension de leurs propriétés physiques. Les principales classes sont communément dénommées argile, limon, et sable, pour les particules dont le diamètre apparent est inférieur à 2 mm. Plusieurs systèmes de classification, ou échelles granulométriques, sont utilisés dans le monde. Il faut noter que le seuil entre limon et sable n'est pas identique d'une classification à l'autre. Le seuil de 2 μm correspond à une assez bonne séparation entre les minéraux argileux et les minéraux non argileux et il est admis universellement. Selon la norme française, les particules qui entrent dans la composition granulométrique de la terre fine (< 2 mm) sont regroupées suivant leurs dimensions en trois classes : les argiles sont les particules inférieures à 2 μm , les limons sont les particules entre 2 et 50 μm et les sables couvrent la gamme supérieure à 50 μm jusqu'à 2 mm. A l'intérieur de ces classes, les particules peuvent être triées en autant de sous-classes de dimensions que cela s'avérera nécessaire pour atteindre un objectif fixé. Classiquement, les résultats d'analyses sont donnés avec une partition en sept fractions de la partie fine du sol (Tableau 4). Cette classification pondérale des particules selon le pourcentage de l'argile, du limon et du sable décrit ce qu'on appelle la texture du sol.

Tableau 4. Répartition des différentes classes de diamètres des éléments grossiers selon la norme française AFNOR X 31-003 (1998).

Argiles	Limon		Sables			
	Limon fins	Limon grossiers	Sables très fins	Sables fin	Sables moyens	Sables grossiers
0-2 μm	2-20 μm	20-50 μm	50-100 μm	100-200 μm	200-500 μm	500-2000 μm

Toutes les propriétés des sols et en particulier leurs propriétés physiques, mécaniques et hydriques, dépendent de leur composition granulométrique d'une manière ou d'une autre. Cette observation est à la base du concept de texture qui est une qualification globale des propriétés des matériaux terreux et par conséquent des sols ou des horizons de sol d'où ils sont issus. En effet, la composition

granulométrique est non seulement la variable la plus fortement corrélée avec les autres données analytiques, mais elle conditionne directement le comportement et le fonctionnement d'un horizon du sol. En outre, les autres données analytiques ne pourront pas être valablement interprétées sans référence explicite à cette composition granulométrique et particulièrement au taux d'argile. En effet, l'argile est la fraction granulométrique la plus active car elle fixe les cations et anions sur ses sites d'échange, retient l'eau, gonfle et se rétracte et est susceptible de migrer dans certaines conditions. Bruand propose un seuil de 30 % d'argile au-delà duquel est observé un comportement argileux (Baize, 2000 ; Calvet, 2003).

La classification des sols suivant leur granulométrie a été étudiée dans la plupart des pays. La méthode la plus fréquente est la représentation des trois fractions (Argile, Limon, Sable) en triangle granulométrique. Il en existe de nombreux modèles, mais le principe en est toujours le même. On positionne la composition granulométrique selon 2 des 3 fractions (la troisième, égale au complément à 100 %, n'est plus libre). Cette méthode de représentation ne peut traduire la texture que si l'on définit les limites qui séparent les différentes classes de sols. On peut citer le diagramme USDA (12 classes), le diagramme de la carte mondiale des sols FAO-UNESCO (3 classes) le diagramme belge (7 classes) ainsi que le diagramme anglais (11 classes).

1.3.2. Structure du sol

L'étude de l'organisation ou structure de la phase solide d'un sol peut s'effectuer selon deux approches différentes et complémentaires. La première s'attache à décrire le mode d'assemblage des éléments constitutifs de la phase solide, alors que la seconde s'oriente vers la description du réseau d'espaces lacunaires généré par la structuration du sol. La structure influence directement l'organisation des vides, dont l'influence sur le comportement physique, notamment en termes de processus de transfert, est déterminante.

La quantité des assemblages et leurs formes sont reliées aux facteurs de la pédogenèse, à la nature de la roche parentale, et aux conditions climatiques. La notion de microstructure réfère au mode d'assemblage des constituants granulométriques élémentaires du sol. À l'échelle microscopique, les fractions granulométriques sont des éléments du squelette qui se séparent aisément les uns

des autres, comme c'est le cas pour les sables d'une dune ou bien un cailloutis déposé par une rivière. Ces éléments sont alors décrits en fonction de leur taille, en cailloux, graviers, sables grossiers, sables fins, sables très fins et limons. La matrice très fine est constituée pour l'essentiel par les particules inférieures à 2 μm . La macrostructure est faite des éléments structuraux observés à l'œil, soit les mottes et autres agglomérats, qui peuvent être considérés comme des assemblages d'agrégats autour et à l'intérieur desquels l'eau circule librement dans le sol. À l'échelle macroscopique, les fines jouent le rôle de ciment entre les particules grossières.

Deux ensembles de méthodes permettent d'obtenir des informations sur la structure des sols, directes ou indirectes.

Les méthodes directes conduisent à des données utilisables directement comme la taille et la forme des assemblages structuraux ou du réseau des pores. L'observation à l'œil nu donne des informations relatives à la macromorphologie des sols et elle est principalement mise en œuvre sur le terrain. L'observation à l'aide de techniques de microscopie est le domaine de la micromorphologie des sols. Une fois les éléments constitutifs analysés de façon destructive et quantitative comme expliqué plus haut, la description directe de la structure du sol se limite dès lors presque exclusivement à des considérations morphologiques de nature qualitative.

De plus, la structure est également étudiée à l'aide de méthodes indirectes fondées sur les relations qui existent entre les arrangements des constituants du sol et certaines propriétés physiques. La structure du sol détermine en grande partie la résistance à l'action de l'érosion, de l'infiltration de l'eau, de l'aération et de la pénétration des racines. Certains de ces processus sont particulièrement sensibles à la taille, à la cohésion et aux arrangements des assemblages structuraux et sont donc utilisés pour caractériser la structure par ses effets :

- La résistance à l'action de l'eau est utilisée dans l'analyse des agrégats
- La perméabilité à l'égard des fluides qui exprime les dimensions et de la forme des pores
- La rétention de l'eau exprime aussi les dimensions des pores.

- La variation verticale de l'ensemble des caractéristiques du sol, le plus souvent accessibles sur le terrain mais parfois complétées par des données obtenues au laboratoire, traduit de façon indirecte le profil du sol.

1.3.3. Espace poral

2260 L'espace entre les grains, les particules du sol, les espaces entre les assemblages élémentaires, forment ce que l'on peut appeler l'espace poral ou la porosité. On appelle "porosité" (n) d'un système le rapport du volume non occupé par la matière solide au volume total.

La mesure de la porosité a l'avantage de caractériser le sol tel qu'il est ; n représente le volume disponible pour le stockage et l'écoulement des fluides, $(1-n)$ le volume de matériau minéral, phase solide. Tout ce qui est lié à celui-ci est proportionnel à $(1-n)$. Par exemple, la masse de phase solide contenue dans le volume de sol est égale à $\rho_s (1-n)$, où ρ_s est la densité réelle de la phase solide. La teneur en eau ou en éléments chimiques par unité de masse de phase solide est à multiplier par $\rho_s (1-n)$ pour se ramener à une masse par unité de volume de sol en place : cela produit la densité apparente, notée ρ_b ou BD .

2270

1.3.3.1. Forme de l'espace poral

Le milieu poreux du sol est extrêmement complexe et il est difficile d'en acquérir une connaissance suffisante pour caractériser les voies de circulation des fluides du sol. Cet ensemble des pores se présente comme un réseau intriqué et connecté, contenant des pores ouverts à une extrémité et obturés de l'autre, et, dans une moindre proportion, des pores isolés et fermés. Les pores ouverts connectés sont ceux qui communiquent avec l'extérieur du milieu poreux. On distingue parmi eux ceux qui traversent totalement le milieu, ceux qui ne joignent qu'une seule face, et ceux qui sont en cul de sac. Seuls ceux qui traversent l'échantillon de part en part sont considérés comme des passages pour l'eau. Les pores fermés ou les pores lacunaires ne participent pas à la circulation des fluides et donc n'interviennent pas dans la conductivité hydraulique (Figure 6).

2280

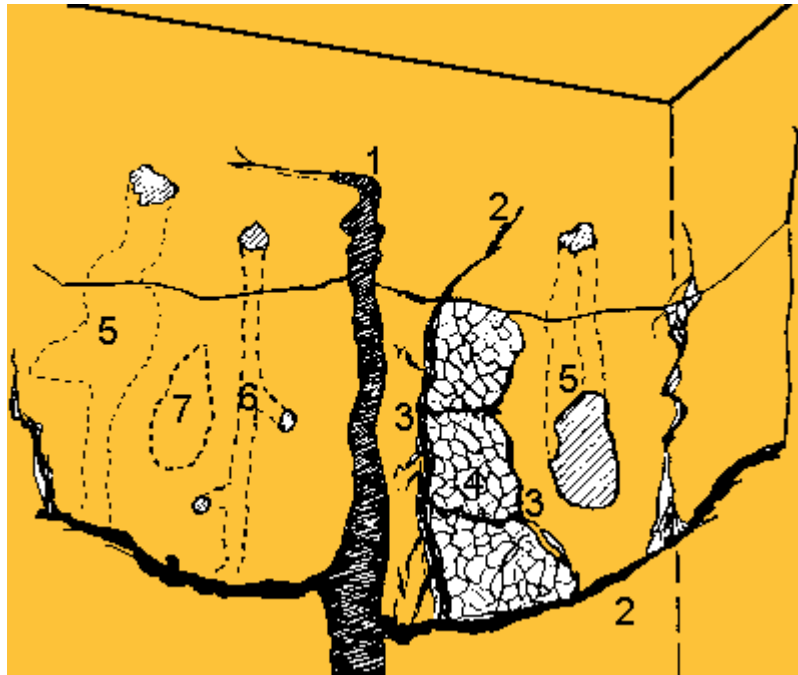


Figure 6. Porosité du sol (d'après Gaucher, 1968). (1) Grosse crevasse déterminant la structure. (2) Crevasse de 2^{ème} ordre délimitant les agrégats. (3) Fissures fines déterminant la sous-structure. (4) Canalicules de faible diamètre. (5) Grosse lacune traversant les agrégats. (6) Lacune tubulaire creusée par un lombric. (7) Lacune aveugle.

1.3.3.2. Masse volumique réelle et apparente du sol

Selon les définitions géotechnique et agronomique, dans sol homogène qui se compose d'une matrice, la masse volumique réelle d'un sol ρ_s (ou densité, si on divise par la densité de l'eau aux conditions standards) est le ratio de la masse de la phase des particules solide M_s au volume réel qu'elles occupent V_s :

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s}$$

Elle se mesure au pycnomètre mais cette technique présente une incertitude à cause des bulles d'air qui restent coincé entre les minéraux pendant la saturation et le dégazage au dessiccateur ne peut jamais être totalement efficace.

Dans la plupart des sols minéraux, la masse volumique des particules solides est d'environ 2,60 à 2,70 g/cm³. C'est proche de la densité du quartz, qui est le minéral le plus répandu dans la fraction grossière du sol. Parmi les minéraux, ceux qui composent la fraction la plus fine du sol ont une densité similaire. Cependant, la présence d'oxydes de fer et de divers autres minéraux "lourds" (généralement définis comme ceux ayant une densité supérieure à 2,90 g/m³) augmente la valeur moyenne

de ρ_s , alors que la présence de matière organique affaiblit généralement la densité réelle de la phase solide.

2310 De même façon, pour un sol homogène qui s'est seulement constitué d'une matrice, la masse volumique (densité) apparente ρ_b du sol est égale au ratio de la masse des solides M_s au volume total du sol en place V :

$$\rho_b = \frac{M_s}{V}$$

Évidemment, ρ_b est toujours inférieure à ρ_s . Si les pores constituent la moitié du volume, alors ρ_b est la moitié de ρ_s , à savoir, pour un sol homogène sans cailloux, environ 1,30 à 1,35 g/cm³, ce qui correspond à une densité apparente (à savoir, le rapport de la masse volumique apparente du sol à la masse volumique de l'eau dans les conditions normales) de 1,30 à 1,35. La densité apparente des sols sableux avec un volume relativement faible des pores peut être aussi élevée que 1,6 tandis que celle des limons agrégés et des sols argileux très structurés (grands espaces lacunaires) peut être inférieure à 1,2. Alors que la densité moyenne des particules est généralement constante, la densité apparente est très labile. Elle est affectée par la structure du sol, c'est-à son relâchement ou le degré de compactage, ainsi que par ses caractéristiques de retrait ou gonflement, etc. qui dépendent à la fois de la teneur en argile (intrinsèque) et de la teneur en eau (état variable). Même dans les sols extrêmement compactés, cependant, la densité apparente reste sensiblement inférieure à la densité de la matière solide, car les particules ne peuvent jamais s'imbriquer parfaitement. Une part importante de l'espace poreux peut être réduite par compaction, mais il ne peut jamais être éliminé. Dans les sols caillouteux, la masse volumique apparente du sol est influencé par la présence des cailloux. L'une des questions principales posée dans la thèse est d'évaluer le rôle des cailloux sur les autres paramètres physique et hydraulique du sol et effectivement sur la masse volumique apparente du sol. Donc, pour la suite de la thèse, on utilise la notation *BD* (*Bulk Density*) pour la masse volumique apparente du sol caillouteux pour rappeler que la masse volumique apparente mesurée et estimée est pour un sol hétérogène caillouteux.

2320

2330

En utilisant les deux paramètres ci-dessus, on aboutit à la relation générale pour la porosité du sol :

$$n = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \text{ et pour les sols caillouteux : } n = 1 - \frac{BD}{\rho_s} \quad \text{Équation 2.}$$

2340 L'espace poral dans lequel l'eau va circuler dépend de l'histoire du sol, des climats qui se sont succédé et qui ont provoqué de façon cyclique les phénomènes de gonflement-retrait, la présence des cailloux et aussi de l'action de la fragmentation par le gel, la sécheresse, etc.

1.3.3.3. Organisation du sol en horizons ou en couches

Une des caractéristiques les plus constantes des sols naturels à l'échelle du terrain est la variabilité inhérente aux processus de formation des sols, aux dépôts, à leur évolution. Cette variabilité spatiale, appelée aussi hétérogénéité, des propriétés physiques et en conséquence hydrauliques, contrôle la fonction de transfert du sol.

2350 Cette notion traduit en premier lieu la superposition de couches d'épaisseur variable et dont les caractéristiques hydrodynamiques sont différentes. De ce point de vue, la plupart des sols présentent des caractères plus au moins accentués d'hétérogénéité le long d'un profil vertical :

Soit la roche-mère, homogène au départ, a vu des zones se différencier au cours de la pédogenèse par migration de ses éléments, altération de ses composants, etc.

Soit la formation de la roche mère a été elle-même hétérogène par l'accumulation de sédiments différents au cours du temps.

Mais la notion d'hétérogénéité ne saurait se réduire à la stratification : il y a d'autres causes d'hétérogénéité, et en particulier suivant une direction verticale, les fissures et digitations en sont des témoins courants.

2360 1.3.3.4. Répartition de la porosité du sol

Quand on examine la porosité, on s'aperçoit qu'elle est constituée par deux grands ensembles : la porosité texturale et la porosité structurale. La porosité texturale résulte de l'organisation des constituants solides élémentaires du sol et de leur caractérisation dimensionnelle. Mais la porosité structurale est la somme de l'arrangement des particules élémentaires du sol et des espaces qui sont créés entre les assemblages en agrégats de ces particules : elle dépend de facteurs externes au sol et de ses particules grossières. C'est l'ensemble des vides créés par fissuration

et fragmentation. Cet espace s'est créé dans le temps sous l'effet de l'activité structurante des variations de volume du sol (humidification, dessiccation, gel,...), des phénomènes biologiques, produisant des fissures, ainsi que le travail du sol par l'homme. La porosité structurale joue un rôle important dans la circulation de l'eau dans le sol. C'est par elle que passent les débits les plus élevés (Chossat, 2005).

1.3.3.5. Évolution de la structure des sols

On considère comme favorable tout accroissement d'une propriété physique permettant une meilleure circulation de l'eau, et toute propriété amenant la stabilité des particules et agrégats du sol. Leur évolution dans le sens d'une diminution sera comptée comme dégradation et leur évolution inverse comme une régénération. D'une façon générale la porosité du sol varie avec l'humidité, du moins dans la mesure où le matériau est assez argileux.

Haines (1923) a étudié l'évolution de la porosité dans un système sol argileux-eau. Les résultats sont schématisés sur le graphique de la Figure 7. On constate que partant d'un matériau très humide, un peu au-dessous de la limite de liquidité, les variations de volume du système argile-eau sont d'abord égales à la perte d'eau. Donc le milieu reste saturé. Si l'on prolonge cette courbe vers la dessiccation totale, il arrive un moment où les variations de volume de l'échantillon deviennent inférieures à la quantité d'eau perdue. Il se constitue donc à ce moment un système triphasé argile-eau-air. Enfin, dans une dernière phase, le volume total de l'échantillon ne varie plus, bien qu'il y ait encore perte d'eau. Cette phase existe même pour les matériaux argileux. La teneur en eau pour laquelle le volume du sol ne varie plus avec la perte d'eau est appelé limite de retrait.

Le retrait consiste en une diminution du volume du sol due à l'évaporation de l'eau présente dans ses pores. L'assèchement progressif du sol provoque des tensions capillaires et la formation de ménisques autour des particules du sol. Les tensions capillaires sont à l'origine de contraintes de cisaillement. Plus l'eau s'évapore, plus les tensions capillaires augmentent et plus le rayon des pores diminue (équation Jurin-Laplace). Parallèlement, la résistance à la traction du sol augmente. Quand cette résistance atteint les contraintes engendrées par les tensions capillaires, le retrait s'arrête, le volume du sol ne diminue plus. La teneur en eau pour laquelle le retrait cesse est la limite de retrait.

2400 En généralisant, les trois étapes du processus ont des amplitudes fonctions de la composition granulométrique, la nature de l'argile présente, et les cations qu'elle a fixés. Avec un sable pur ou légèrement argileux, le processus se limite à la troisième étape, la variation de poids n'est pas accompagnée d'une variation sensible de volume. Même si la porosité totale ne varie pas, la distribution des pores se modifie en fonction de leur dimension, car l'argile, par adhésion d'eau, occupe les espaces de grande taille et diminue leur section utile. On peut en observer les conséquences en étudiant les processus de filtration dans les sables légèrement argileux.

2410 Du fait de l'humectation et de la dessiccation dans les sols argileux, le niveau du sol varie sensiblement suivant un axe vertical. Aitchison et Holmes (1953) ont mis en évidence une amplitude de variation maximale de 3,7 cm entre le niveau du sol en saison sèche et en saison humide, pour un sol fortement argileux. Mais cette variation est réduite au 1/5 environ à 120 cm de profondeur. Cette extension en profondeur varie d'ailleurs avec les sols.

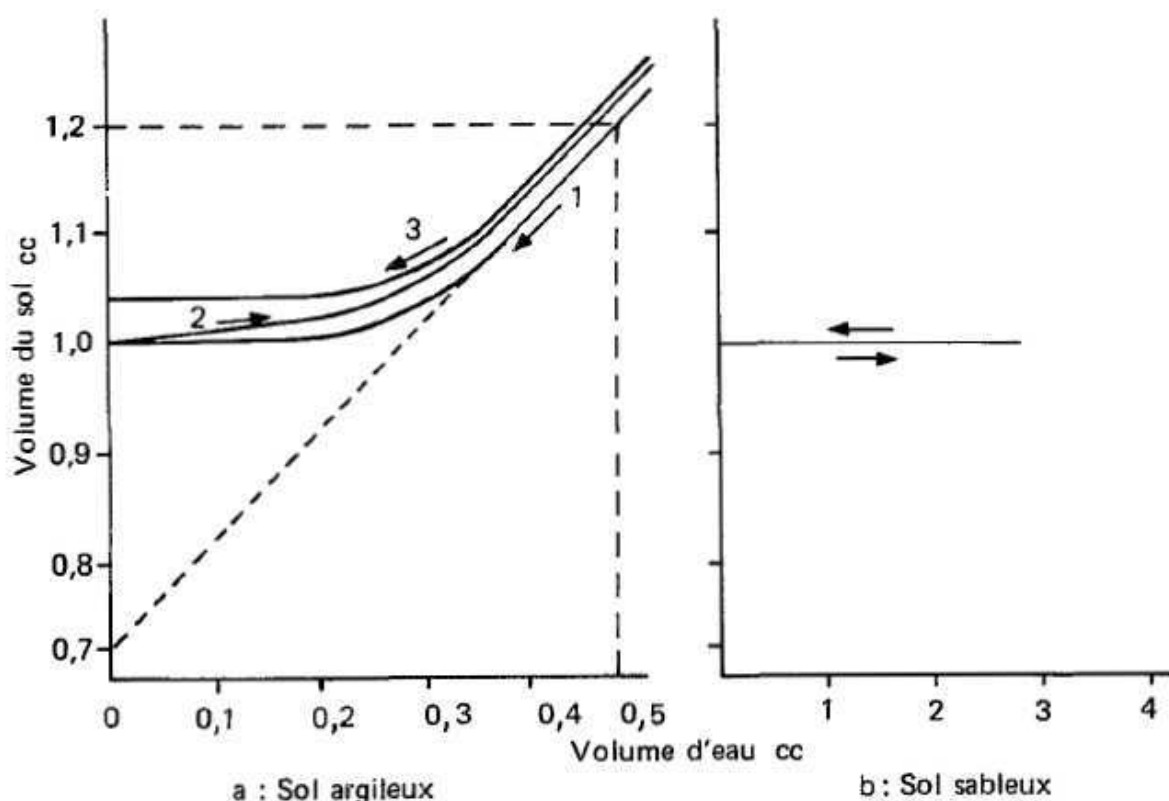


Figure 7. Effet de dessiccation et humidification alternées sur le volume d'un bloc de sol (Hénin, 1976).

Rappelons que, sous l'influence du gel, le terrain naturel subit des variations de niveau, équivalentes à un gonflement, qui peuvent atteindre 4 à 5 cm. Toutes ces

observations sur le sol en place concernant des variations du niveau du sol que l'on appelle "foisonnement" lorsqu'il s'agit d'une augmentation. Ce foisonnement correspond nécessairement à un accroissement de porosité. Toutefois, les variations de volume créent des discontinuités affectant le plan horizontal : fissuration lors de la dessiccation, compression et tassement.... Lors de la réhumectation, en effet, il peut également se produire une compression si les fissures ont été plus ou moins comblées par de la terre fine (Hénin, 1976).

A partir d'une certaine teneur en argile et en limon, les sols ont tendance à se fissurer et ce phénomène peut être prévu approximativement à l'aide de la formule suivante proposée par Hénin et Bosquet (1964) : $2A + L > 60$, où A est la teneur en argile, L la teneur en limon ; si la valeur du membre de gauche de l'inégalité est supérieure à 60, il y a fissuration par dessiccation. Si l'on imagine que le matériau est homogène, les tensions se manifestent dans toutes les directions. Le système de rupture le plus simple permettant de supprimer les tensions dans toutes les directions, est une étoile à trois branches orientées à 120° les unes par rapport aux autres. Effectivement, si l'on distribue au hasard des étoiles de ce type en plaçant les centres à peu près à équidistance les uns des autres, on fait apparaître une série de polygones représentant assez bien l'aspect d'un sol argileux structuré après dessiccation. Les résultats de l'imagerie par le microscope électronique à balayage (MEB) sur les échantillons du sol de la région de l'étude, au chapitre 3, mettent en évidence ce phénomène.

Dans la plupart des cas, il subsiste dans le sol des éléments d'hétérogénéité (racines, cailloux, trous de vers de terre) qui faciliteront l'amorce des fissures ou modifieront leurs formes, lesquelles, de rectilignes, deviennent plus ou moins sinusoïdales. Après cette première phase, la dessiccation continue et, à l'intérieur du système de polygones définis par les fissures primaires, s'amorcent perpendiculairement à elles, des systèmes de fissures secondaires et tertiaires parmi lesquelles se constituent parfois de nouveaux systèmes polyédriques.

Selon Hénin (1976), jusqu'à cette époque, aucune expérience systématique n'avait précisé l'action des constituants de type graviers ou cailloux sur la fissuration. Mais il a démontré qu'à priori, les cailloux ont un effet positif sur le développement de fissures... dès que la terre est susceptible de fissuration (présence d'argile). En effet, pour une perte d'eau homogène, la contraction est proportionnelle à la longueur de

l'échantillon. Si l'on compare deux tracés rectilignes parcourant une motte, l'un de longueur L rencontrant uniquement de la terre fine, l'autre de même longueur rencontrant un caillou sur une longueur L_c , la contraction devient $a.L$ dans un cas et $a.(L - L_c)$ dans l'autre. Il y a différence de contraction, donc rupture.

Du fait de tous les phénomènes introduits ci-dessus, des macropores interconnectés et orientés globalement verticalement naissent dans les sols. Ils constituent une nouvelle porosité et engendrent une circulation préférentielle de l'eau. Cela correspond aux flux rapides que l'on observe dans certains types de sol. Passant par ces circuits, un contaminant pourra progresser rapidement et plus loin jusqu'à une nappe. Cela fait des sols des aquifères à conductivité hydraulique verticale élevée. L'écoulement préférentiel a une implication majeure dans la circulation des flux polluants dans le sol.

1.3.4. Les argiles

Les minéraux argileux jouent un rôle important dans les processus naturels, car ils peuvent adsorber les molécules organiques et inorganiques aux interfaces solide-liquide ou solide-gaz. Les propriétés de surface de ces minéraux expliquent les mécanismes de rétention et dégradation dans le sol.

Le mot argile désigne d'abord, au sens granulométrique, des minéraux de dimension inférieure à $2\ \mu\text{m}$. Ces minéraux appartiennent surtout au groupe des silicates, formés à base de silice (Si) et d'oxygène (O). Le mot minéral argileux désigne les minéraux qui font partie du groupe des phyllosilicates, appelés aussi silicates de structure lamellaire. Ces minéraux proviennent de l'altération chimique des roches qui agit de façon que certains minéraux, comme les micas ou les feldspaths sont transformés en d'autres espèces minérales (surtout en argiles), de granulométrie plus fine.

Tous les minéraux argileux se présentent sous forme de très petits cristaux colloïdaux de dimension inférieure à $2\ \mu\text{m}$, donc invisibles à l'œil nu. Les cristaux ressemblent au microscope électronique à de minces plaques. Ces plaques sont un empilement de feuillets ou couches atomiques. La Figure 8 illustre un cristal de phyllosilicate 2:1. Du point de vue chimique, les phyllosilicates sont des aluminosilicates hydratés, combinés avec d'autres ions métalliques.

Tous les minéraux argileux sont constitués de deux feuillets de base : un feuillet tétraédrique et un feuillet octaédrique (Figure 9) qui sont empilés d'une façon caractéristique et qui comportent certains cations dans les feuillets en tétraèdre et en octaèdre.

Les variations de la structure en feuillets de base sont à l'origine d'une douzaine de minéraux argileux identifiés jusqu'à maintenant. Toutefois, dans le domaine de l'ingénierie on relève que les minéraux argileux les plus courants, contenus dans les sols dits argileux, sont les kaolinites, les illites et les montmorillonites. Ces minéraux sont illustrés à la Figure 10.

2490

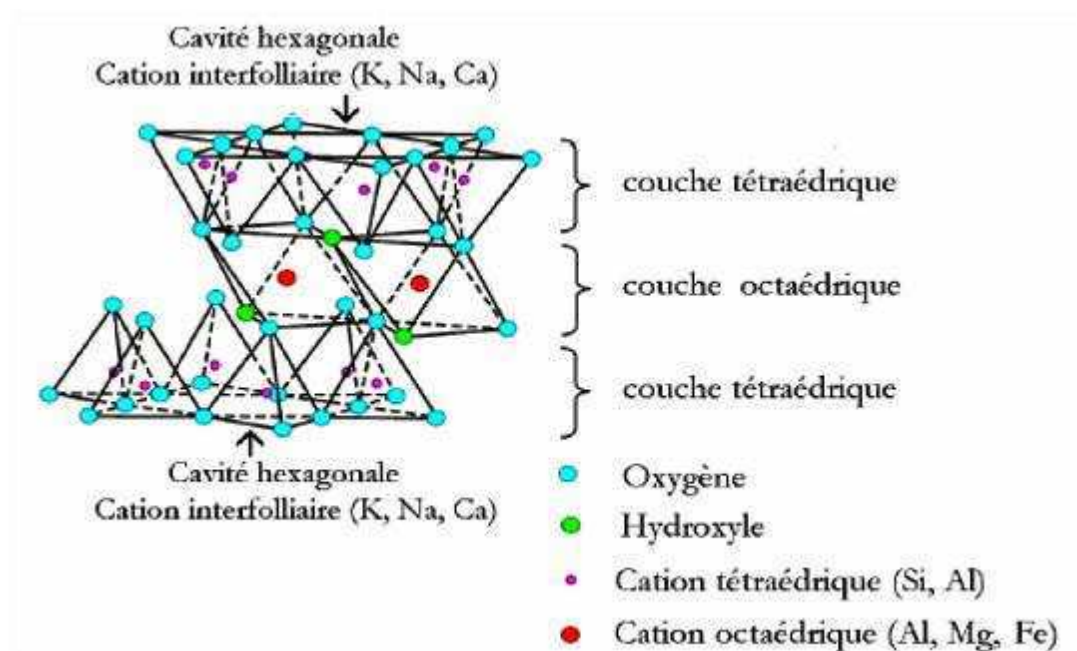


Figure 8. Présentation d'un cristal de phyllosilicate 2:1 (Luckham et Rossi, 1999).

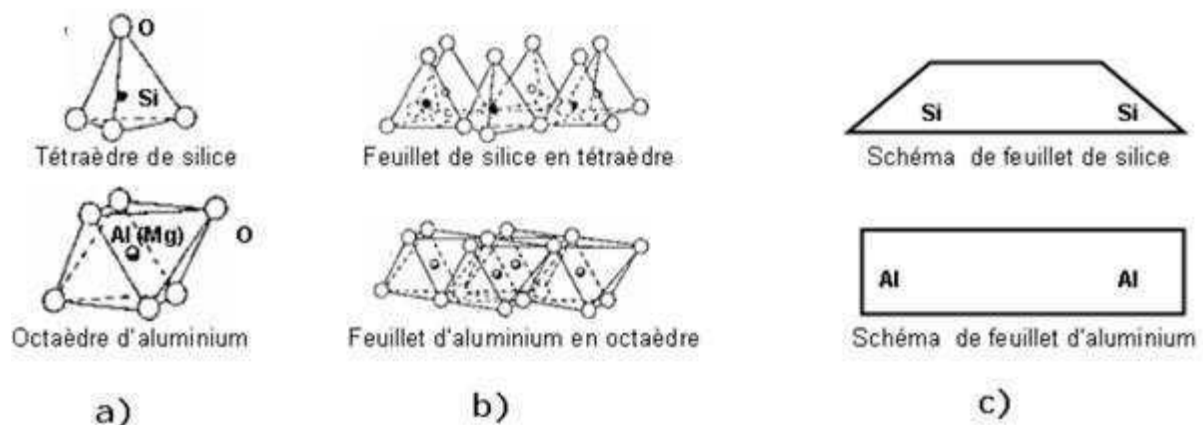


Figure 9. Structure de base des phyllosilicates

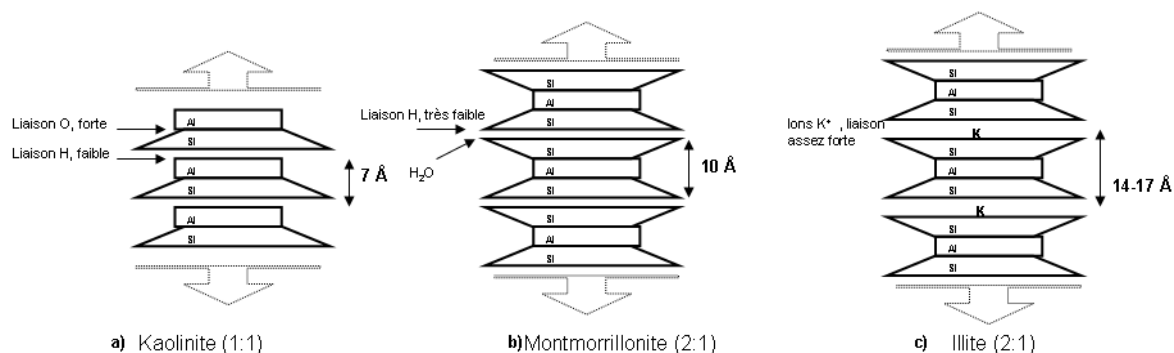


Figure 10. Types de structure de minéraux argileux (Lambe, 1953).

Les espaces qui se trouvent entre les feuillets (i.e. espaces interfoliaires) peuvent être vides ou remplis. Ils sont vides lorsque les différents feuillets sont neutres, ou ils sont occupés par des cations dès que l'empilement présente un déficit de charge (Pedro, 1994). Les cations les plus fréquents sont le calcium (Ca^{2+}), le magnésium (Mg^{2+}), le potassium (K^+), le sodium (Na^+) et le lithium (Li^+).

À cause de la taille microscopique des minéraux argileux, il s'est avéré impossible de les identifier par les techniques optiques ordinaires. Grâce à l'utilisation de techniques expérimentales telles que la Diffraction aux Rayons-X (DRX), la Microscopie à Transmission Électronique (MTE) et la Microscopie Électronique à Balayage (MEB), trois niveaux d'organisation dans les matériaux argileux, ainsi que différents types de porosité, ont été mis en évidence dans la littérature. Selon Touret *et al.* (1990), trois unités structurales composent la phase solide du matériau argileux : le feuillet (15 à 25 Å), la particule (200 à 1500 Å), et l'agrégat (1,5 à 16 µm).

1.3.5. Surface spécifique

Par définition, la surface spécifique S_s appelée aussi « aire massique » est la surface totale A_s par unité de masse M et on l'exprime généralement en m^2/g .

La surface spécifique des minéraux argileux est une propriété parmi les plus importantes qui contrôle les phénomènes d'interface solide-fluide. La S_s des phyllosilicates non gonflants et non microporeux est inférieure à une centaine de mètres carrés par gramme. Des valeurs plus élevées sont mesurées sur des minéraux non gonflants mais microporeux d'argile, tels que la sépiolite et la palygorskite, et beaucoup plus élevées sur des minéraux argileux gonflants (Bergaya *et al.*, 2005).

La surface spécifique est, en conséquence, une des caractéristique essentielle des sols et des sédiments. Elle a été liée au type et à la quantité d'argile (Tiller et Smith, 1990), à la teneur en eau (Newman, 1983), à la minéralogie des argiles, à la capacité d'échange cationique (De Kimpe *et al.*, 1979; Petersen *et al.*, 1996), à la limite de liquidité (Farrar et Coleman, 1967 ; Muhunthan, 1991) ou encore à l'angle de friction interne des sols (Moore, 1991). La surface spécifique a été utilisée pour interpréter des caractéristiques physiques telles que le potentiel de retrait / gonflement (Dasog *et al.*, 1988; Fityus *et al.*, 2000) et la susceptibilité au gel qui produit le soulèvement (Rieke *et al.*, 1983). La surface spécifique déterminée à partir de méthodes d'adsorption peut aussi être utilisée pour évaluer les propriétés chimiques de surface telles que l'adsorption des éléments chimiques, des métaux et phosphates dans les sols (Peter et Weber, 1985) et la capacité de rétention d'eau (Yukselen et Kaya, 2006).

La surface externe de la particule est la surface entourant les particules du sol qui sont séparées. Si la particule de sol est constituée d'un treillis dont la structure forme une porosité interne, alors la surface interne beaucoup plus grande peut être ajoutée à la surface externe de la particule pour obtenir la surface totale (Suess, 1964).

Deux approches ont principalement été utilisées pour déterminer la surface spécifique des argiles : (1) la mesure de la surface externe par l'adsorption de molécules simples, tels que l'azote gazeux à basse température, où le calcul de la surface étant dérivé d'un isotherme d'adsorption, il nécessite la théorie de BET (Brunauer *et al.*, 1938) ; et (2) la mesure de la surface totale de l'adsorption de liquides polaires (bleu de méthylène) comme un moyen de décrire le comportement de l'expansion de minéraux argileux, dont les surfaces internes sont inaccessibles à l'azote (Tiller, 1990).

Certains sols ont une surface interne, comme les minéraux d'argile montmorillonite, en revanche la kaolinite et l'illite ne créent pas de surface interne. La capacité de certaines molécules polaires comme le bleu de méthylène à pénétrer dans la structure de la particule de montmorillonite et de s'adsorber à la surface des couches intérieures provoque une augmentation considérable de la valeur de superficie totale mesurée. (Suess, 1964).

La méthode d'adsorption du bleu de méthylène donne des résultats en accord avec ceux issus d'autres méthodes de détermination de la surface spécifique (Yukselen et Kaya, 2006) et elle est beaucoup plus simple à mettre en œuvre.

2560 Pour qu'un sol ait une surface interne, est-il nécessaire qu'il contienne de la montmorillonite ? La matière organique, par exemple, ou d'autres colloïdes qui ne sont pas de la montmorillonite, ne peut-elle pas créer de la surface interne ? La réponse à cette question est « Si » : selon Warrick (2001), la surface spécifique de la matière organique est entre 560 et 800 m²/g. Les apports de la matière organique à la capacité d'échange cationique (*CEC*) et à la surface spécifique S_s du sol sont difficiles à évaluer (Thompson *et al.*, 1989) en raison de la diversité des méthodes utilisées pour mesurer la S_s et la *CEC*. Tout ce que l'on peut dire, c'est que les colloïdes organiques et inorganiques possèdent une *CEC* et une S_s qui contribuent à ces propriétés mesurées dans l'ensemble d'un échantillon du sol.

1.3.6. Caractéristiques physiques et hydrauliques des sols caillouteux

2570 La fraction des graviers, cailloux etc. est généralement définie, on l'a vu, comme l'ensemble des particules supérieure à 2 mm (Soil Survey Staff, 1975; Gee et ou 2002). On emploiera le mot « cailloux » pour désigner l'ensemble de cette fraction par la suite. Selon Tetegan (2011), les sols caillouteux sont des sols qui contiennent plus de 35 % voire même 40 % en volume de particules de sol supérieures à 2 mm (FAO, 2006 ; Soil Survey Staff, 2010). Environ 30 % des terres de l'Europe de l'ouest et 60 % de la zone méditerranéenne sont occupées par ces sols (Poesen et Lavee, 1994 ; Cousin *et al.*, 2003).

2580 Comme les sols agricoles de bonne qualité ont souvent des teneurs faibles en cailloux, les sols caillouteux sont étudiés moins fréquemment que les sols ayant une petite quantité de cailloux. En outre, la plupart des mesures en laboratoire des propriétés hydrauliques des sols sont limitées à la fraction de terre fine (< 2 mm). La détermination des propriétés des sols contenant des cailloux nécessite soit des mesures in situ, soit des essais au moyen d'appareils lourds de laboratoire (par exemple, une colonne de sol), soit des procédures qui permettent de corriger les propriétés des matériaux de terre fine pour tenir compte de la teneur en fraction grossière. Donc, la masse volumique apparente est une propriété fondamentale du

sol qui est difficile à déterminer pour les sols caillouteux parce que les résultats varient considérablement en fonction du volume d'échantillon.

La fraction des cailloux joue un rôle important dans les propriétés physiques et hydrauliques des sols. En effet, la présence des cailloux modifie la densité apparente, la porosité et la connectivité des pores, donc affecte la conductivité hydraulique du sol. Les chercheurs ont constaté que, en fonction de la proportion relative des composants grossiers et fins, l'inclusion de graviers ou cailloux dans la composante fine peut augmenter ou diminuer la porosité et la conductivité hydraulique d'un mélange. Un mélange peut être divisé en plusieurs composantes, puis des méthodes plus globales sont nécessaires pour évaluer les propriétés hydrauliques du mélange.

Comme on a expliqué à la section précédente, les macropores n'ont pas été suffisamment étudiés. Pour commencer, les chercheurs n'ont toujours pas trouvé d'accord sur la définition des macropores (Beven et Germann, 1982 ; Flury *et al.*, 1994). Un macropore est généralement considéré comme un pore avec un rayon allant de 0,03 mm à 3 mm (Beven et Germann, 1982 ; Liu *et al.*, 2001). Peu d'études ont été menées sur l'effet des cailloux sur les macropores et l'effet combiné des cailloux et des macropores sur l'écoulement de l'eau. Shi *et al.* (2012) ont montré que l'augmentation de la teneur volumétrique des cailloux dans le sol entraîne une augmentation du rayon moyen des macropores et de la densité des macropores, et du même fait, il augmente le taux d'infiltration. Ils n'ont pas précisé le type d'essai qu'ils ont utilisé pour mesurer le taux d'infiltration. La discussion sur l'effet des cailloux sur l'apparition des macropores de type fissures a été introduit à la section 1.3.3.5.

Les études de l'influence de la fraction des cailloux sur les propriétés hydrauliques des sols montrent une interaction très complexe sur l'écoulement de l'eau dans le sol, qui se traduit par une forte variabilité à courte portée. Il a été discuté que les macropores du sol sont agrandis par la teneur en cailloux qui créent un espace poral supplémentaire dû à un emballage incomplet de la matrice du sol autour des cailloux ou parce que les particules plus grosses empêchent les plus petites de se tasser lors du tassement du sol. La distribution spatiale des cailloux dans le profil du sol est largement non uniforme (Childs et Flint, 1990), avec des conséquences importantes pour les mesures ponctuelles de la vitesse d'infiltration

dans les sols caillouteux. La fraction des cailloux augmente le taux d'infiltration (Ravina et Magier, 1984) par la création de chemins préférentiels à l'interface entre matrice et cailloux (Urbanek et Shakesby, 2009 ; Zhou *et al.*, 2009). Plusieurs études (Mohanty *et al.*, 1994 ; Vanderlinden *et al.*, 1998 ; Reynolds *et al.*, 2000 ; Gwenzi *et al.*, 2011) montrent que les méthodes in situ de mesure de la conductivité hydraulique du sol ne sont ni appropriées ni précises pour toutes les applications, les types de sols, ou les conditions du sol et que les conditions de texture et de structure sont des facteurs d'importance cruciale afin de déterminer à la fois la valeur de la conductivité hydraulique et aussi afin de choisir la meilleure méthode de mesure.

Verbist *et al.* (2012) ont identifié la variabilité de la conductivité hydraulique en raison de la technique de mesure utilisée, pour trois sols caillouteux situés dans les zones arides, dans le centre-nord du Chili. Six techniques de mesure ont été évaluées : l'infiltromètre au succion (TI), qui n'a pas besoin de saturer le sol avant le démarrage de l'essai ; l'infiltromètre à charge constante (CH), la méthode inverse du trou de tarière (IA) et les infiltromètres simple et double anneau (SR et DR) (qui ressemble à la méthode Porchet) qui ont besoin d'une saturation préliminaire du sol avant de l'essai, et le simulateur de pluie (RFS) qui utilise un modèle physique du calcul du bilan hydrique du sol. Les techniques de mesure ont été comparées et les conclusions ont été tirées sur la pertinence de chaque technique. Les résultats ont montré que les différentes méthodes de calcul font parfois des estimations sensiblement différentes de la conductivité hydraulique en utilisant le même test et le même ensemble de données. Les méthodes de forage (IA et CH) ont montré des taux élevés d'écart à cause des cailloux, ce qui rend ces méthodes moins appropriées. Les méthodes SR et DR ont donné des estimations de la conductivité hydraulique considérablement plus élevées, tandis que RFS et TI se sont avérés de bons candidats pour établir une méthode de référence pour les sols caillouteux.

Par ailleurs, la teneur en cailloux dans le sol a généralement une influence négative sur la réserve utile d'eau dans le sol. C'est-à-dire que l'eau disponible pour les plantes diminue généralement lorsque la teneur en cailloux augmente (Hanson et Blevins, 1979). Cela semble une évidence car les cailloux n'ont pas de porosité interne, mais ce n'en est pas une car on a remarqué que l'interface externe des cailloux crée une nouvelle macroporosité. La teneur en eau d'un horizon du sol diminue lorsque la teneur en cailloux augmente (Baetens *et al.*, 2009 ; Cousin *et al.*,

2003), mais la teneur en eau de l'horizon dépend de la nature des fragments de roche, de leur position dans le sol et de leur degré d'altération (Childs et Flint, 1990).

Déterminer la masse volumique apparente des sols qui contiennent des cailloux est une problématique, cependant, parce que les résultats varient en fonction du volume de l'échantillon. La masse volumique apparente de la matrice du sol caillouteux in situ peut différer remarquablement de la masse volumique réelle intrinsèque de la terre fine constituant cette matrice en l'absence de cailloux. Stewart *et al.* (1970), Alberto (1971) et Flint and Childs (1984) ont empiriquement et théoriquement démontré que la masse volumique apparente de la matrice fine du sol diminue avec l'augmentation de la teneur en cailloux (Torri *et al.*, 1994). En utilisant les données recueillies par Stewart *et al.* (1970) et Alberto (1971), Torri *et al.* (1994) ont calculé une corrélation entre la masse volumique de la matrice BD_m du sol in situ et la teneur en cailloux R_w dans le sol. Pour cela, ils ont considéré que premièrement, la fraction des cailloux génère une porosité due à leur présence dans le sol et deuxièmement, cette porosité supplémentaire est affectée, par définition, à la masse volumique apparente de la matrice du sol. La deuxième phrase correspond à l'équation suivante :

$$BD_m = \frac{M_m}{V - V_C} \quad \text{Équation 3.}$$

où BD_m est la masse volumique apparente de la matrice in situ du sol caillouteux, M_m est la masse de la matrice, V est le volume total du sol, et V_C est le volume de la fraction des cailloux contenus dans V ; $V - V_C$ peut aussi être considéré comme la somme des volumes V_m et V_V où V_m est le volume occupé par la masse M_m de la matrice si aucun fragment de roche n'est présent et V_V est le volume des vides introduits aux interfaces des cailloux. En remplaçant $V - V_C$ par $V_m + V_V$ et en exprimant astucieusement le numérateur V_m on obtient :

$$BD_m = BD_{m0} \times \frac{(V_m - V_V + V_V)}{(V_m + V_V)}$$

où BD_{m0} est la masse volumique matricielle, i.e. du sol composé de la même matrice (< 2 mm) dans un endroit sans cailloux : comme $V_C = 0$, on obtient la même

2680 expression que $BD_{m/T}$ (La densité apparente partielle de terre fine) mais on a noté V_0 le volume d'un échantillon de sol sans cailloux qui est égal à V_m .

BD_{m0} n'est pas pour nous une masse volumique apparente dans le sens où elle n'inclut pas l'effet des interfaces avec les cailloux. Bien sûr, la matrice contient ses propres macropores en l'absence de cailloux : fissures, galeries, etc. Et elle dépend de la saison, de l'humidité du sol, etc. En ce sens, c'est une masse volumique apparente à un instant donné. Mais pour nous, l'important est de focaliser sur l'effet des cailloux et pas sur les autres macropores. Donc on décide de ne pas qualifier BD_{m0} comme apparente.

$$BD_{m0} = \frac{M_m}{V_0 - V_c} = \frac{M_m}{V_0} \text{ où } BD_{m0} = \frac{M_m}{V_s}$$

2690 Donc :

$$BD_m = BD_{m0} \times \left(1 - \frac{V_v}{(V_s + V_v)} \right) \quad \text{Équation 4.}$$

Le ratio $\frac{V_v}{V_s + V_v}$ dépend de la teneur en cailloux R_w . Il dépend également de la forme et la taille des cailloux, caractéristiques qui deviennent importantes lorsque la teneur en cailloux est élevée, parce qu'elles déterminent le type et le degré de tassement des cailloux entre eux. Finalement, Torri *et al.* (1994) ont proposé l'équation ci-dessous :

$$BD_m = BD_{m0} (1 - 1,67 R_w)^{3,39} \quad \text{Équation 5.}$$

où R_w est la teneur pondérale des cailloux en %.

2700 Cette équation est fondée sur un abaque dérivé des 2721 données sur la masse volumique réelle de la matrice du sol (i.e. pour le sol sans cailloux) (qui est aussi la masse volumique réelle de la matrice du sol avec cailloux, c'est en cela qu'elle est réelle) et sur une relation entre la teneur en matière organique et la masse volumique apparente qui a été proposée par Stewart *et al.* (1970) et confirmée par Adams (1973). Nous utiliserons, dans cette thèse, l'Équation 4 comme le transformateur principal pour prédire la masse volumique BD_m des sols caillouteux.

1.4. Mécanisme d'écoulement de l'eau dans le sol

1.4.1. Propriétés hydrauliques du sol

2710 Les relations entre le sol et l'eau comportent deux concepts ; le premier est relatif à l'aspect hydrostatique des relations solide-eau, c'est-à-dire la rétention de l'eau dans le sol ; le deuxième porte sur l'hydrodynamique de l'eau dans le système biphasique solide-eau, c'est-à-dire les propriétés du sol saturé par l'eau, ainsi que la circulation de l'eau dans le système triphasique solide-eau-air.

2720 La quantité variable d'eau contenue dans une masse unitaire ou un volume de sol, et la variation de l'état d'énergie de l'eau dans le sol, sont des facteurs importants qui influent sur la rétention et le transfert de l'eau et des contaminants. De nombreuses autres propriétés du sol dépendent de la teneur en eau. Parmi celles-ci sont des propriétés mécaniques, telles que cohésion, plasticité, résistance, compressibilité et pénétrabilité. Dans les sols argileux, le gonflement et le retrait qui sont associés à l'addition ou l'extraction d'eau changent la masse volumique apparente du sol, la porosité et la distribution de taille des pores. La teneur en eau du sol régit également la teneur de l'air et de l'échange de gaz du sol, affectant ainsi la respiration des organismes vivants, l'activité des micro-organismes et l'état chimique du sol (par exemple, le potentiel d'oxydoréduction).

2730 La fraction d'eau par unité de masse ou de volume dans le sol est souvent exprimée par l'expression « humidité du sol ». L'état physico-chimique de l'eau du sol se caractérise en termes de son énergie libre par unité de masse, appelée le potentiel (ce qui fait référence à l'énergie potentielle de l'eau dans le sol). Parmi les composantes de ce potentiel, le potentiel matriciel manifeste la ténacité avec laquelle l'eau du sol est retenue par la matrice du sol (Hillel, 2004). Le potentiel matriciel est défini comme étant positif si sa valeur est supérieure à la pression atmosphérique et négative dans le cas contraire. Le premier cas est rencontré dans un milieu saturé, et le deuxième dans un milieu non saturé.

L'humidité minimale susceptible d'être rencontrée dans la nature résulte d'un état de sécheresse, hélas variable. Dans le laboratoire, c'est un état arbitraire connu comme l'état « séché à l'étuve » bien défini en température de l'air et en durée. D'autre part, l'état le plus humide possible d'un sol est la saturation, défini comme un état dans lequel tous les pores du sol sont remplis d'eau. La saturation est

relativement facile à définir dans le cas de sols non gonflants (par exemple, sable). Il peut être difficile de définir cet état dans le cas des sols gonflants, car ces sols peuvent continuer à absorber l'eau et à gonfler, même après que tous les pores ont été remplis avec de l'eau.

Sur le terrain, toutefois, le sol atteint rarement la saturation complète parce que les bulles d'air peuvent se former et rester enfermées dans la matrice même lorsque le sol est inondé avec un excès d'eau. En outre, des bulles de gaz peuvent pétiller dans le sol en raison de l'action microbienne ou lorsque la température augmente et donc la solubilité des gaz est dépassée.

1.4.1.1. Teneur en eau du sol

Le premier problème que pose l'étude des relations entre le sol et l'eau consiste à exprimer la proportion d'eau présente dans un échantillon de sol. Elle s'exprime par le ratio de masse ou de volume.

La teneur en eau massique w et la teneur en eau volumique θ d'un échantillon du sol s'expriment respectivement comme :

$$w = \frac{M_w}{M}$$

$$\theta = \frac{V_w}{V}$$

La teneur en eau massique w est le rapport sans dimension de la masse d'eau dans le sol M_w à la masse du sol sec M et la teneur en eau volumique θ est le rapport sans dimension entre le volume d'eau V_w et le volume total de l'échantillon du sol humide V . Noter que la définition des deux teneurs n'obéit pas au même principe : dans le premier cas, on rapporte ce qu'on enlève à ce qui reste, dans l'autre cas on rapporte ce qu'on enlève à ce qui était initialement. Or, le volume du sol humide dépend justement de sa teneur en eau !

Les paramètres θ et w sont généralement multipliés par 100 et rapportés respectivement en pourcentage en volume ou en masse, respectivement. Les deux expressions peuvent être liées à partir de la connaissance de la masse volumique apparente ρ_b du sol et celle de l'eau ρ_w :

$$\theta = \frac{\rho_b}{\rho_w} \times w$$

Et pour les sols caillouteux :

$$\theta = \frac{BD}{\rho_w} \times w$$

2770 La nécessité de déterminer la quantité d'eau contenue dans le sol se pose fréquemment dans plusieurs domaines (agronomie, écologie et hydrologie). Il existe des méthodes directes et indirectes pour mesurer l'humidité du sol (Topp et Ferré, 2002). Nous avons utilisé deux méthodes pour quantifier la teneur en eau des sols étudiés dans cette thèse. La méthode de l'échantillonnage et séchage au laboratoire pour déterminer la teneur en eau massique du sol, et la méthode de « *Frequency Domain Reflectometry* » (FDR) pour déterminer la teneur en eau volumique du sol sur le terrain et en continu.

2780 La méthode traditionnelle (gravimétrique) de mesure de la teneur en eau massique du sol consiste à récupérer un échantillon à la tarière dans le sol, puis à déterminer sa masse, sur échantillon humide puis sec. Le poids humide est déterminé par pesée de l'échantillon telle qu'il est, au moment de l'échantillonnage. Le poids sec est obtenu après séchage de l'échantillon en étuve. Le procédé plus ou moins standard de séchage consiste à placer l'échantillon dans une étuve à 105 °C pendant 24 heures.

2790 Les erreurs de la méthode gravimétrique peuvent être réduites en augmentant la taille et le nombre des échantillons. Toutefois, l'extraction d'échantillons sur le terrain est un exercice invasif et destructeur qui peut perturber un terrain d'observation ou d'expérimentation au point de fausser les résultats. C'est pourquoi de nombreux travailleurs préfèrent recourir à une méthode indirecte, qui, une fois installée et calibrée, permet des mesures répétées ou une mesure continue aux mêmes points en dépensant beaucoup moins de temps et de travail, et en limitant la perturbation du sol.

De ce fait, nous avons installé une série de sondes FDR de profil de la teneur en eau dans le sol au sein et au dessous d'un massif de sable d'un dispositif réel d'ANC dans l'Yonne. La méthode FDR est fondée sur les propriétés diélectriques du sol et de l'eau et les caractéristiques de propagation électromagnétique (EM) des

ondes dans le sol, qui changent avec la teneur en eau et la salinité. Cette méthode relativement nouvelle est fondée sur la constante diélectrique de l'eau qui est élevée par comparaison avec les autres matériaux constituant du sol.

2800 La détermination de la teneur en eau par la méthode TDR (*Time Domain Reflectometry*) ou FDR (*Frequency Domain Reflectometry*) est fondée sur la mesure de la constante diélectrique du sol.

La définition de la constante diélectrique relative (ϵ_r) d'un matériau est le rapport entre le potentiel électrique U_0 mesuré entre deux électrodes dans le vide et le potentiel U mesuré entre ces deux électrodes (identiquement chargées et espacées) immergées dans un matériau diélectrique. U est une différence de potentiel.

La constante diélectrique de l'eau est plus élevée de 1 à 2 ordres de grandeur que celle des autres constituants du sol. Par conséquent, la constante diélectrique d'un sol est étroitement dépendante de son humidité. Des valeurs indicatives sont données dans le Tableau 5.

2810 **Tableau 5. Les valeurs indicatives de la constante diélectrique des matériaux**

Matériau	Constante diélectrique
Vide	1 (par définition)
Air	1,00054
Eau à 25°C	78,54
Sol sec	3 à 5
Sol humide	5 à 40

Connaissant la valeur de la constante diélectrique relative ϵ_r on peut calculer la teneur en eau volumique θ par une relation du type (Topp *et al.*, 1980) :

$$\theta = a + b \cdot \epsilon_r + c \cdot \epsilon_r^2 + d \cdot \epsilon_r^3$$

Cette méthode a l'avantage d'être non destructive, facile à mettre en œuvre, et nécessite peu d'information sur le milieu sondé. Son principal défaut ou atout est le faible volume échantillonné par les sondes. Ce n'est pas toujours un défaut car on ne souhaite pas forcément atteindre des macropores d'échelle supérieure.

1.4.1.2. Rétention de l'eau dans le sol

2820 Il est évident que la détermination de la teneur en eau du sol n'est pas suffisante pour caractériser le système sol-eau. En effet, suivant qu'il s'agit d'un

matériau sableux ou argileux, il pourra donner l'impression, d'après son comportement et pour une même teneur en eau, d'être presque humide ou presque sec. C'est ainsi que depuis plus d'un siècle, les chercheurs se sont efforcés de caractériser l'état du système sol-eau en mesurant la force ou l'énergie avec laquelle la phase solide retenait la phase liquide. Aucune démarche rationnelle ne paraît avoir orienté à l'origine le choix des chercheurs. Il semble plutôt que ce soit par analogie avec les phénomènes qu'ils avaient à étudier qu'ils ont imaginé les techniques mises en œuvre. Ce sont également les difficultés d'application qui ont amené à modifier les techniques déjà proposées, conduisant à préciser les conditions physiques correctes de leur utilisation. On s'est efforcé ensuite de confronter les résultats obtenus de manière à les exprimer suivant la même échelle.

L'évaluation de l'état d'énergie de l'eau du sol (potentiel matriciel également appelé la succion du sol) est nécessaire. En général, les variables jumelles, teneur en eau et potentiel, doivent chacune être mesurées directement parce que la traduction de l'une à l'autre sur la base des courbes d'étalonnage d'échantillons de sol est trop souvent peu fiable. Afin de quantifier ce paramètre, à côté des sondes FDR, une série de tensiomètres électroniques a été installée sur le site pilote d'ANC.

Le tensiomètre est un instrument conçu pour fournir une indication continue sur le potentiel matriciel du sol in situ. L'appareil se compose d'une bougie poreuse, généralement en matériau céramique, relié par un tube à un manomètre ou bien un capteur électronique, avec toutes les parties remplies d'eau. Lorsque la bougie est placée dans le sol, où la mesure d'aspiration doit être effectuée, la majeure partie de l'eau à l'intérieur de la bougie vient en contact hydraulique et tend à s'équilibrer avec l'eau du sol à travers les pores dans les parois de céramique. Lorsque le tensiomètre est initialement placé dans le sol, l'eau contenue dans le tensiomètre est généralement sous la pression atmosphérique. L'eau du sol, étant généralement à la pression sous-atmosphérique, exerce une aspiration qui tire une certaine quantité d'eau à partir du tensiomètre rigide et étanche à l'air, faisant ainsi tomber la pression à l'intérieur du tensiomètre en dessous de la pression atmosphérique. Cette sous-pression est indiquée par un manomètre, qui peut être un simple tube en U rempli de mercure, une jauge à vide, ou un transducteur électrique (Young et Sisson, 2002).

1.4.1.3. Sonde de pression et piézomètre

On a précédemment cité que dans un milieu poreux, l'eau est caractérisée par son état d'énergie. Son potentiel énergétique total résulte de l'addition des forces qui agissent sur elle. On définit alors la charge hydraulique h (ou potentiel énergétique total) d'un fluide incompressible et soumis à la seule gravité par la relation :

$$h = h_p$$

où $h_p = P/\rho_w \cdot g$ est le potentiel matriciel ou de pression (m) avec P la pression de l'eau (Pa) et ρ_w la masse volumique du fluide (kg/m^3). Le potentiel matriciel ou de pression est une conséquence des forces de gravité.

On exprime généralement la charge hydraulique par rapport au nivellement général de la France (NGF), comptée au dessus du niveau moyen des mers, comme les altitudes topographiques. En hydrogéologie, la charge hydraulique en un point du milieu poreux est déterminée par des mesures dans un piézomètre.

Un piézomètre est un dispositif qui permet de mesurer la charge hydraulique en un point situé à l'intérieur d'un massif aquifère. On peut mesurer la charge hydraulique de l'eau dans le sol saturé par des tubes qui sont percés sur toute leur hauteur et à l'intérieur desquels s'établit un plan d'eau en équilibre avec le sol.

Dans le cas des problèmes de pollution, le piézomètre est utilisé pour permettre des prélèvements pour analyses chimiques et aussi pour étude hydrogéologique de la nappe phréatique et du risque de contamination.

Dans une nappe libre, la cote atteinte dans le piézomètre définit la « surface libre » de la nappe, c'est-à-dire la limite (où la pression de l'eau est nulle) séparant le milieu poreux saturé du milieu poreux non-saturé.

En conséquence dans la thèse, afin de mesurer le niveau d'eau piézométrique, on utilise un capteur de pression d'eau immergé dans le puits situé sur la parcelle. Tant que la sonde n'est pas immergée dans l'eau, elle mesure la pression atmosphérique, exactement comme un baromètre. Une fois que la sonde est immergée, cette indication est complétée par la pression de l'eau : plus la colonne d'eau est haute, plus la pression mesurée est élevée. La hauteur de la colonne d'eau au-dessus du capteur de pression de la sonde est déterminée à partir de la pression mesurée.

1.4.2. Circulation de l'eau dans un milieu saturé

L'état d'humidité du sol varie en fonction des circonstances extérieures. On appelle humidité saturante la teneur en eau qui amène le degré de saturation à 100% de la porosité. En fonction des conditions initiales et du dispositif expérimental, on peut considérer trois situations qui sont étudiées séparément (Hénin, 1976) :

- l'échantillon de sol est saturé d'eau et l'eau traverse l'échantillon sans qu'il y ait variation de la teneur en eau : c'est la percolation ;
- le sol est à une humidité inférieure à l'humidité saturante, mais il est alimenté ou il évacue son eau dans un milieu où la phase liquide est continue et transmet donc la pression ; on est autour, i.e. au-dessus ou en-dessous, de la saturation d'équilibre (capacité au champ) ; cette situation correspond à l'infiltration ou au ressuyage suivant que le sol absorbe de l'eau ou en perd (la teneur en eau évolue au cours du processus) ;
- l'eau migre entre deux points de l'échantillon de terre dont les humidités sont inférieures à l'humidité saturante, sous la saturation d'équilibre (capacité au champ), et même sous la saturation irréductible : la phase eau n'est pas continue donc ne transmet pas la pression : on dit alors qu'il y a diffusion de l'eau parce que l'on utilise les équations correspondant à ce processus pour représenter le phénomène.

Quand on parle du passage de l'eau à travers un sol saturé, le mot doit tout d'abord être précisé, pour ne pas créer de faux problèmes.

En effet, dans un milieu saturé il n'y a que de l'eau et des particules solides du sol. Le mot saturé où saturation évoque l'idée d'un système biphasé solide-eau, la situation consistant à déplacer l'air inclus dans le milieu et le remplacer par le liquide. En réalité, il est extrêmement difficile d'humecter un échantillon de terre sans emprisonner des quantités plus ou moins importantes d'air. En plein champ, même au-dessous du niveau piézométrique, le liquide ne remplit pas toujours complètement la porosité totale : il faut donc parler d'état *quasi* saturé. Pour justifier cette appellation, il faut qu'une proportion importante de la porosité du sol soit occupée par l'eau, et que le comportement du fluide suive les lois de l'hydrostatique.

En particulier, un manomètre plongé à une profondeur z dans une colonne du sol quasi saturée doit mesurer une pression :

$$P = \rho_w g(z + E)$$

où E est l'épaisseur de la lame d'eau au-dessus de la couche du sol, ρ_w est la densité de l'eau, g est la constante de gravitation, z est la profondeur d'observation dans le sol. D'autre part, s'il y a écoulement de cette eau, en un point quelconque, la
2920 teneur en eau du sol est constante : c'est la condition de régime permanent.

Il est évident que dans un sol *quasi* saturé, ces deux conditions peuvent n'être qu'approximativement remplies si les gaz enfermés dans le sol sont susceptibles de se dissoudre au cours de la filtration, ou si au contraire des gaz se trouvent libérés du fait, par exemple, de l'activité microbienne toujours possible dans un milieu contenant des matières organiques (Hénin, 1976).

1.4.2.1. Loi de Darcy

Comme il n'est généralement pas possible de déterminer la distribution de la taille et de l'inter-connectivité des pores dans le sol, une approche macroscopique est utilisée pour décrire l'écoulement dans le sol. Cette approche a été proposée par
2930 Henri Darcy, un ingénieur travaillant sur des filtres à sable utilisés pour épurer l'eau dans la ville de Dijon, France. Donc, l'écoulement dans le milieu saturé est décrit par la loi dynamique de Darcy. Elle définit le flux de l'eau à travers une section d'écoulement. C'est-à-dire que, par l'expérimentation, il a constaté que le débit volumétrique par unité de surface de la coupe (A) à travers un filtre de sable d'une épaisseur donnée (L) est proportionnelle au gradient de pression totale sur le sable (H/L) où E est l'épaisseur de la couche d'eau surmontant la colonne du sol de longueur L et H_c est la charge d'eau ($H_c = E + L$) (Darcy, 1856) :

$$\frac{Q}{A} = K_s \times \frac{H_c}{L} \quad \text{Équation 6.}$$

Il a appelé la constante de proportionnalité conductivité hydraulique à saturation
2940 (K_s) qui dépend de la texture et de la structure du sol.

La loi de Darcy permet de calculer la vitesse macroscopique apparente (et par suite le débit traversant une surface donnée) en fonction du potentiel total. Pour calculer ce dernier dans tout le domaine, on a besoin en plus d'une relation qui

exprime le principe de conservation de la masse de l'eau, c'est-à-dire que la variation de quantité d'eau dans un élément de volume de sol doit être égale à la somme des quantités qui y entrent et de celles qui en sortent.

1.4.2.2. Notion d'anisotropie

2950 Le perméamètre de Darcy pour déterminer K était rempli avec du sable. Dans cette colonne, la conductivité hydraulique verticale a été examinée. En général, l'eau dans le sol se déplace dans trois directions de l'espace et la conductivité hydraulique de Darcy n'est pas la même dans toutes les directions. Donc l'anisotropie comme l'hétérogénéité sont des propriétés inévitables du sol qu'il faut prendre en compte.

Dans les sols stratifiés en couches, comme les dépôts d'alluvions, la conductivité hydraulique horizontale est plus forte que celle verticale. D'autres types de sols qui ont subi des contraintes de lessivage présentent au contraire des zones de circulation verticale dominante. Dans la plupart des sols, on peut voir cette variation de la conductivité hydraulique dans les trois directions.

2960 On peut mieux séparer les valeurs de la conductivité hydraulique verticale K_v et de l'horizontale K_h en prélevant des échantillons dans le sens vertical et dans le sens horizontal et en les testant au laboratoire. Todd (1980) a démontré que les valeurs de K_v / K_h sont comprises entre 0,1 et 0,5 pour des alluvions et peuvent-être aussi basses que 0,01 lorsque des couches d'argile sont présentes.

La détermination plus précise de K_h et de K_v dans des horizons de sol nécessite des essais particuliers. La mise en œuvre de ces essais est en général longue. En pratique, on n'obtient jamais mieux qu'un ordre de grandeur de K_v / K_h (Chossat, 2005).

1.4.2.3. Notion d'hétérogénéité

2970 Toutefois, dans le milieu naturel, divers phénomènes peuvent se manifester, liés à l'hétérogénéité du sol, amenant parfois des différences sensibles entre les valeurs de la conductivité hydraulique. La conductivité hydraulique varie aussi à l'échelle d'une parcelle. A grande échelle, l'hétérogénéité est une problématique de structure. Parce que dans le sol naturel, on peut avoir des planchers imperméables ou des fissures profondes, etc. Les méthodes de mesure qui prennent en compte un grand volume du sol donnent une conductivité hydraulique moyenne, utilisable dans

la pratique, qui permet de définir en quelque sorte une conductivité hydraulique équivalente.

L'expérience montre que plus les méthodes mettent en cause de petits volumes de sol et plus la variabilité des mesures est grande (Guyon, 1967). Comme on a expliqué à la section sur les sols caillouteux, les caractéristiques physiques de ces sols causent une hétérogénéité dans le sol et cela influence directement l'hétérogénéité de la conductivité hydraulique mesurée.

1.4.3. Notions utilisées pour la conductivité hydraulique

Les phénomènes de transfert de l'eau dans les sols impliquent toujours la perméabilité qui traduit la facilité ou la difficulté qu'a l'eau de traverser un massif de sol. Les géologues et hydrologues ont appelé ce paramètre K , coefficient de perméabilité. Mais le terme de conductivité hydraulique a été préféré en raison du fait que de nombreux autres phénomènes de conduction sont décrits par une équation de la forme de celle de Darcy et parce que le coefficient de proportionnalité dans ces équations de transfert est appelé couramment conductivité. Le terme de conductivité hydraulique s'est donc assez rapidement imposé.

D'autre part, l'utilisation du mot perméabilité pour le paramètre de l'équation de Darcy peut créer une confusion avec la perméabilité intrinsèque qui est un coefficient d'une autre forme d'équation faisant intervenir la viscosité du fluide et le poids unitaire du fluide saturant.

Les unités employées pour exprimer la conductivité hydraulique sont différentes suivant les pays. Aux Etats-Unis, c'est le cm/s et en Europe, c'est le m/s . dans les activités qui concernent l'agronomie, on emploie plus fréquemment le $m/jour$ ou le cm/hr . Cela n'a guère d'importance, mais il faut y faire attention.

1.4.4. Méthodes de mesure de la conductivité hydraulique

La connaissance des transferts d'eau, dans la zone non saturée, au-dessus du niveau de la nappe, permettent d'apporter des solutions aux problèmes liés à l'épandage de produits contaminants, à leur confinement et à l'évacuation des eaux usées ainsi que, dans le cadre de l'agriculture, à l'irrigation et au drainage. Ces transferts suivent des cadres réglementaires dont le paramètre essentiel est la conductivité hydraulique. Ce paramètre hydrodynamique est déterminé au champ par diverses techniques d'infiltration utilisant un trou de tarière ou un forage qui

permet d'atteindre le niveau de mesure dans la couche dont on veut connaître les caractéristiques hydrauliques.

3010 Ces techniques de mesure qui correspondent à l'infiltration d'eau dans un volume de sol réduit, saturé de façon incomplète, entouré de sol non saturé à teneur en eau variable, sont utilisées pour déterminer la conductivité hydraulique in situ. Il existe une large gamme de méthodes qui diffèrent à divers degrés, selon : la manière de les mettre en œuvre, les matériels utilisés, et la façon de les traiter mathématiquement. Les deux méthodes principales utilisées dans cette thèse sont la méthode de Porchet et la méthode de Guelph.

1.4.4.1. Méthode de Porchet

3020 En matière d'ANC, le choix de la filière de traitement à mettre en place est fonction de l'aptitude du sol à recevoir et à évacuer les eaux usées. Cette aptitude est caractérisée par des éléments d'observation comme la structure du sol en place, l'hydromorphie, la topographie, et la conductivité hydraulique du sol.

En ce qui concerne la conductivité hydraulique du sol, son appréciation repose sur la mise en place d'un test de percolation. Celui-ci a fait l'objet de différentes méthodes d'application dont celle décrite ci-après, appelée méthode à niveau constant ou méthode de Porchet, qu'on emploie traditionnellement en France pour la mesure de la conductivité hydraulique du sol pour l'ANC.

3030 La méthode de Porchet porte le nom de son concepteur qui en 1935, en liaison avec H. Laferrière, l'a mise au point pour déterminer les caractéristiques hydrodynamiques des sols en place pour répondre aux besoins d'aménagement du domaine agricole. Après avoir critiqué les mesures réalisées au laboratoire pour leur insuffisance à représenter la valeur réelle de la conductivité hydraulique, cet auteur recherchait une méthode simple, de terrain, qui permette d'accéder à la « vitesse de filtration » dans les sols. Aux États-Unis, on utilise une méthode ressemblante appelée « *percolation rate* » ou test de percolation, mais à niveau d'eau variable, qui est employé dans bien d'autres pays. La méthode à charge constante a été largement utilisée en France et fait partie des méthodes conseillées réglementairement pour l'évaluation des projets d'assainissement non collectif. Or, Chossat (2005) démontre que si ce type de mesure est relativement facile à mettre

en œuvre au moyen d'une tarière, il permet en fait principalement de mesurer la conductivité hydraulique horizontale déterminée in situ.

3040 Dans le cas où il pénètre verticalement. De plus, pour que cet essai puisse représenter une valeur de la conductivité hydraulique, il faudrait être certain de la saturation du milieu dans lequel la mesure est réalisée. Or, même en apportant pendant une durée de quelques heures (forcément limitée) une quantité d'eau importante, on ne peut être certain que la saturation soit atteinte. D'autre part, dans le sol, le niveau du bulbe d'eau saturé progresse vers la profondeur tout au long de l'essai, il va donc concerner des zones de conductivité hydraulique différentes (dans certains essais, on remarque des écarts importants qui pourraient correspondre à ce phénomène). Pour ces raisons, cet essai doit être considéré comme un test qui peut donner une information sur le comportement moyen d'un ensemble d'horizons de sol, qui est représentatif d'un horizon à condition que le sol soit homogène.

Pour réaliser cet essai, un trou creusé à faible profondeur est rempli d'eau claire afin de mesurer la vitesse à laquelle le sol absorbe l'eau. Il suffit, en conséquence, de mesurer le volume d'eau introduit pendant la durée du test, volume nécessaire pour maintenir constante la hauteur d'eau dans le trou et calculer ainsi le coefficient K_s caractérisant le sol en place :

$$K_s \text{ (mm/h)} = \frac{\text{Volume d'eau introduit}}{\text{Surface d'infiltration} \times \text{durée du test}}$$

La surface d'infiltration est constituée par la zone mouillée sur les parois latérales et le fond du trou, c'est-à-dire la totalité des surfaces du trou au contact avec l'eau.

3060 Préparation du trou de tarière :

Le trou foré à la tarière dans le sol jusqu'à la profondeur de mesure (entre 30 et 70 cm) doit être de section régulière et vertical. Le diamètre sera suffisant pour permettre d'installer à l'intérieur la structure portant le régulateur. La consommation d'eau étant un facteur rapidement limitant, on évitera les trous de trop grand diamètre. Un diamètre de $D = 15$ cm paraît convenir.

Les parois du forage sont scarifiées au moyen d'une brosse prévue à cet effet, pour éviter les pertes de perméabilité résultant d'un lissage par le frottement de la tarière sur les parois. Ensuite, le fond du trou est préparé et nettoyé.

Mise en route de la saturation :

3070 Verser de l'eau jusqu'à une hauteur de 30 cm dans le trou. L'imbibition préalable est faite telle que, par des apports successifs, on arrive à maintenir le niveau de l'eau pendant au moins 4 heures et si possible jusqu'au lendemain si le temps est très sec ; en tous les cas, le trou ne doit jamais être asséché au cours de l'opération. Si la mesure ne peut être effectuée le jour même, il faut recouvrir le site d'essai d'une bâche plastique surtout si le temps est très sec.

Phase de mesure :

En fin de période d'imbibition, le régulateur de niveau est relié à la cellule de mesure. Avec le système automatique, le système électronique effectue les deux phases en l'absence d'opérateur.

3080 Si on établit des conditions expérimentales: diamètre du trou ($d=2R$) : 150 mm ; hauteur d'eau régulée (h) : 150 mm ; durée du test : 10 minutes.

Dans cette hypothèse, la valeur de K peut être calculée de la manière suivante :

K_S (millimètres/heure) = $6,79 \times 10^{-5} V$ (volume d'eau introduit en millimètres cube)

$$K_s \text{ (mm/h)} = \frac{V \text{ (mm}^3\text{)}}{S \text{ (mm}^2\text{)} \times t \text{ (h)}}$$

$$S = \pi R^2 + 2\pi R h$$

$$K_s \text{ (mm/h)} = \frac{V}{\pi \frac{d}{2} \left(\frac{d}{2} + 2h \right) \times t}$$

3090 Les mesures de type Porchet à niveau constant sont préconisées pour l'évaluation de l'infiltration dans les sols pour le dimensionnement des installations d'assainissement autonomes (ou collectives) dans le cas où on utilise le potentiel épurateur du sol en place. Le nombre de trous de mesure dépend de l'homogénéité présumée du terrain ; il n'est pas recommandé de descendre en dessous de trois points pour l'assainissement d'une maison (Brigand et Lesieur, 2008).

D'un autre côté, étant donné la variabilité spatiale, pour une application agronomique, Chossat (2005) recommande de réaliser au moins six essais sur la même série de sol qui aura été reconnue lors de l'étude préalable. C'est-à-dire pour

obtenir une valeur statistique de K_s , six trous seront réalisés par zone pédologiquement homogène. En respectant le nombre de répétitions et le délai demandé pour la saturation, il faut prévoir de faire ces essais sur deux journées.

3100 L'hypothèse du gradient unitaire est très contestable, parce que pour une saturation locale et limitée, la taille du bulbe et sa forme a une influence sur ce gradient. L'hétérogénéité du sol est une cause de l'enfermement des bulles d'air pendant le processus de saturation et donc on ne peut pas être sûr qu'une saturation parfaite a eu lieu. Donc le gradient unitaire n'est valable qu'en sol très humide (Chossat, 2005). En conclusion, c'est le principal problème avec le test de Porchet qui explique la grande instabilité des résultats obtenus en fonction des paramètres du terrain en général et de la saturation en particulier (Müller, 2007).

3110 Zimmer *et al.* (1991) ont montré, au moyen du suivi de champs expérimentaux aux sols alluviaux drainés, l'existence d'infiltrations non interceptées par les drains au sein de matériaux auparavant considérés comme un plancher quasi-imperméable de ces sols. Certes, les flux sont très faibles, inférieurs à 0,6 mm/j. Lorsque le matériau profond n'est pas très argileux et qu'aucune nappe alluviale n'est présente, des infiltrations se produisent. Un mécanisme est possible l'humectation du matériau argilo-limoneux peut prendre très longtemps et elle induit des infiltrations profondes ; (2) Le premier schéma prévaudrait plutôt en première partie de l'hiver, le second plutôt en fin d'hiver. Dans tous les cas, la conductivité hydraulique de l'horizon BT (l'horizon de l'accumulation et l'altération d'argile), qui dépend de sa structure et de sa teneur en argile, joue un rôle de frein ou de facteur limitant (condition de flux maximum imposé) vis-à-vis de ces infiltrations. La prise en compte de ces infiltrations est importante dans le dimensionnement des réseaux de drainage, i.e. le calcul de
3120 l'écartement des drains.

L'exemple ci-dessus montre l'importance de la perméabilité de la couche sous-jacente du sol pour que puisse s'établir un écoulement continu vers le bas, et c'est vrai particulièrement pour l'ANC où le milieu d'évacuation des eaux usées traitées par les drains d'épandage se situe en profondeur. Donc, pour les dispositifs d'ANC non drainé, il faut déterminer la conductivité hydraulique du sol à la profondeur de 100 à 120 cm.

1.4.4.2. Méthode du perméamètre de Guelph

Cette méthode a été mise au point à l'université de Guelph (Ontario, Canada) par Reynolds *et al.* (1985) pour mesurer « in situ » la conductivité hydraulique, la sorptivité, et la relation entre conductivité hydraulique et tension de l'eau. Elle est préconisée pour les mesures dans les sols ne présentant pas de nappe. Dans la nomenclature de l'ASTM (American Society for Testing and Materials) sa référence est D1556. Du point de vue de sa conception, c'est un perméamètre dont la charge est régulée, pour rester constante, par un vase de Mariotte, et qui permet la mesure d'un flux d'eau passant au travers d'une crépine cylindrique et par le fond d'un trou, creusé dans le sol. Le principe de la mesure consiste à créer, dans un sol où le sol est non saturé, un bulbe saturé en appliquant une charge hydraulique constante dans le fond d'un trou de tarière. Le régime permanent est atteint lorsque le débit qui s'écoule devient constant. Le protocole sera détaillé au chapitre 3.

La mesure de la conductivité hydraulique faite avec cette méthode n'intéresse qu'un tout petit volume du sol. Ainsi Gallichand *et al.* (1990), qui comparent les résultats de conductivité hydraulique obtenus sur plusieurs types de sols (allant du sol argileux au sol limono-sableux), au moyen de trois méthodes différentes (trou de tarière, qui ressemble à l'essai Porchet à charge constante, méthode de Guelph, et perméamètre à niveau variable), notent que le perméamètre à niveau variable présente des valeurs moyennes plus fiables (un CV plus petit que les valeurs données en exemples avant) que celles obtenues par la méthode de Guelph. Par contre, la méthode du trou de tarière donne des valeurs plus élevées que le Guelph. Ils attribuent ces différences à la dimension des volumes de mesure, ainsi qu'à la succession des horizons (quand on change de charge, la surface mouillée prend en compte des circulations différentes et donne donc des valeurs différentes). La direction des lignes de flux (la forme du front d'imbibition) est responsable des fortes valeurs de conductivité obtenues avec la méthode du trou de tarière.

1.5. Relations empiriques entre les propriétés physiques et hydrauliques du sol

Depuis les années 60 et 70, les propriétés de rétention et transfert de l'eau et leurs relations avec les caractéristiques du sol ont fait l'objet de nombreuses études. Au départ, il s'agissait surtout d'estimer les paramètres nécessaires au calcul de la réserve utile d'eau dans le sol. Dans les années 80, face au progrès de la

3160 modélisation des transferts d'eau dans le sol, les besoins ont été plus exigeants et l'attention s'est portée sur l'ensemble de la courbe de rétention d'eau. Enfin, depuis le début des années 90, la généralisation de l'emploi de système d'information géographique (SIG) a permis d'employer des modèles complexes sur de grandes étendues géographiques. Des problèmes se sont alors posés quant à la pertinence de données physiques utilisées dans les SIG. Les temps et les coûts d'acquisition de ces données étant importants, des fonctions établies à partir de données sur les sols se sont généralisées. Le terme de fonction de pédotransfert (FPT) proposé par Bouma (1989) a été adopté par la communauté des sciences du sol.

Si les travaux sur le sujet sont nombreux, le constat est que les outils utilisés et la forme même des FPTs ont peu évolué. Les FPTs ont généralement un fort caractère régional et montrent leurs limites lorsqu'elles sont employées hors de leur zone d'origine. Un effort de réflexion sur les méthodes d'acquisition des FPTs est donc nécessaire. Dans ce qui suit, nous présenterons les différentes fonctions de pédotransfert publiées pour prédire la conductivité hydraulique à saturation et aussi la masse volumique apparente du sol, en s'appuyant sur l'étude de Torri *et al.* (1994) pour estimer la masse volumique apparente de la matrice du sol dans les sols caillouteux. Ensuite, l'analyse détaillée des couplages des FPTs, en les calibrant avec les données de la conductivité hydraulique et de la texture mesurées du sol caillouteux du site pilote, nous fournira des possibilités d'utilisation des FPTs et de proposition de certains couplages des FPTs pour ce type de sol.

1.5.1. Définition générale des fonctions de pédotransfert (FPTs)

Dans les sciences du sol, les fonctions de pédotransfert (FPT) sont des outils fondés sur des relations statistiques qui permettent d'estimer des propriétés ou de prédire des comportements du sol, difficiles à mesurer directement et en de nombreux points (détermination lourde ou coûteuse), à partir d'autres caractéristiques du sol aisément observables sur le terrain ou déterminées en routine sur des échantillons de sols. En conséquence, ces données faciles à mesurer sont plus disponibles et nombreuses dans les bases de données existantes que les propriétés difficiles à mesurer (Baize, 2010).

3190 Ce sont Bouma et van Lanen (1987) qui ont introduit pour la première fois le terme de fonction de transfert (*transfer function*) qui correspond à une expression

mathématique reliant des caractéristiques du sol (composition granulométrique, densité apparente, taux de matière organique, etc.) à une propriété ou à un comportement (rétention en eau, conductivité hydraulique, etc.). Ils ont développé l'idée de traduire les données dont nous disposons en celles dont nous avons besoin. Le terme de fonction de pédotransfert qui souligne le fait qu'il s'agit d'une fonction de transfert de l'information appliquée au sol, n'est apparu qu'un peu plus tard (Bouma, 1989) et s'est généralisé suite au colloque organisé en 1989 à Riverside (Van Genuchten et Leij, 1992).

3200 Les FPTs ont été le plus souvent établies par régression multilinéaire et correspondent alors à autant de modèles empiriques décrivant de façon continue (FPTC) la relation pouvant exister entre certaines caractéristiques de texture du sol et ses propriétés hydriques. À côté de ces relations statistiques qui sont des fonctions de pédotransfert au sens strict, d'autres types d'outils ont été développés. Il s'agit des classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) qui permettent d'estimer les propriétés hydriques après avoir regroupé et classé les sols selon leur composition (Bruand *et al.*, 2003 et 2004 ; Wösten *et al.*, 1999).

Cette notion a été élargie récemment vers celle de règles de pédotransfert (*pedotransfer rules*) dans lesquelles les relations sont moins purement
3210 mathématiques et plus définies en termes de système expert.

Lorsqu'on travaille sur des horizons équivalents d'une même série de sols (c'est-à-dire par même matériau parental, une même histoire de pédogenèse, et les mêmes composants), on peut obtenir des relations linéaires qui prédisent mieux que quand on traite des populations d'échantillons de toutes natures et origines (matériaux parentaux, types de sols, types d'horizons). Un exemple pour cela est fourni par les premiers travaux de Bruand (Bruand *et al.*, 1988 ; Bruand, 1990) menés sur des horizons argileux de moyenne profondeur (échantillons non séchés, non remaniés) pour prédire la teneur en eau à une succion donnée à partir de la teneur en argile.

3220 Ces FPTs ne devraient être appliquées que pour des sols sur lesquels elles ont été établies et ne devraient pas être exportées dans d'autres contextes géologiques et pédologiques sans vérification de leur validité de comportement par des mesures directes. Arrouays et Jamagne (1993) ont fait une étude dans des sols limoneux

lessivés hydromorphes du sud-ouest de la France. Ils ont conclu que "toute application d'une équation à un milieu différent de celui de son obtention présente un risque de biais considérable". De même Bigorre (2000) affirme : "Dès lors que des unités de sols ont été définies et caractérisées au plan de leurs propriétés, et sous réserve que les sols appartiennent à une nature similaire, des fonctions de pédotransfert simplifiées peuvent être définies". Il ne peut y avoir de relations universelles, tant les horizons de sols sont variés.

Pour obtenir des prédictions plus précises, on peut essayer d'être plus exigeant quant au nombre et à la pertinence des caractéristiques du sol à prendre en compte. Mais alors, les déterminations nécessaires deviennent plus difficiles à effectuer et plus coûteuses (Baize, 2010).

A l'origine, les FPTs ont été développées pour prédire des propriétés hydriques des sols (par exemple et uniquement pour la France : Gras, 1957 ; Jamagne *et al.*, 1977 ; Osty, 1971 ; Trouche et Morlon, 1999 ; Bastet *et al.*, 1998 ; Bigorre, 2000 ; Al Majou *et al.*, 2007), mais elles ne servent pas qu'à cela. Des FPTs ont récemment été établies pour estimer des propriétés physiques, mécaniques, chimiques et biologiques (Baize, 2010) :

- Estimer les propriétés d'adsorption (CEC , S_s) d'horizons profonds vis-à-vis des produits phytosanitaires à partir des paramètres de texture et de chimie.
- Estimer la composition en cadmium des grains de blé tendre à partir de données de texture des horizons de surface des sols (Baize et Tomassone, 2005 ; Baize *et al.*, 2009). En l'occurrence, il s'agit d'estimer la composition d'un organe végétal, mais le principe reste le même.
- Relier les propriétés physiques des sols (texture, teneur en carbonates, teneur en carbone organique) à la stabilité structurale (programme MOST : Prévion de l'évolution de la stabilité de la structure sous l'effet de la gestion organique des sols – Chenu *et al.*, 2008).
- Relier la nature des matières organiques du sol (polysaccharides, substances humiques, lipides, biomasse microbienne, biomasse fongique) à la stabilité de la structure (programme MOST – Chenu *et al.*, 2008).

1.5.2. Des FPTs pour prédire la conductivité hydraulique du sol

En raison de l'importance de la conductivité hydraulique, de nombreuses méthodes directes ont été développées pour sa mesure sur le terrain et en laboratoire (Libardi *et al.*, 1980 ; Klute et Dirksen, 1986). Il est intéressant de noter que des études comparatives entre les méthodes ont montré que leur précision relative varie selon les types de sol et les conditions sur le terrain (Gupta *et al.*, 1993 ; Paige et Hillel, 1993 ; Mallants *et al.*, 1997). Aucune méthode n'a été développée qui fonctionne très bien dans des circonstances différentes et pour tous les types de sols (Zhang *et al.*, 2007). De plus, les coefficients de variation présentés pour les mesures de la conductivité hydraulique sont aussi élevés que 100 % ou même plus (Nielsen *et al.*, 1973 ; Gummaa, 1978 ; Libardi *et al.*, 1980 ; Cassel, 1983 ; Heffadj et Gascuel-Odoux, 1999 ; Cameira *et al.*, 2003), tandis que sur la mesure de la texture, la matière organique et la masse volumique apparente du sol ont des coefficients de variation inférieurs à 30% (Cassel et Bauer, 1975 ; Warrick et Nielsen, 1980 ; Ferrero *et al.*, 2005).

Alternativement, de nombreuses méthodes indirectes ont été utilisées pour prédire la conductivité hydraulique du sol par des paramètres plus faciles à mesurer.

Les FPTs qui servent à estimer la conductivité hydraulique à saturation (K_s) (appelées ici K_s -FPTs) ont été développées en utilisant des classes de texture, la taille moyenne des particules, la teneur en matière organique, la masse volumique et la porosité du sol, comme facteurs prédictifs (Wösten et van Genuchten, 1988). Les approches pour prédire la K_s sont divisées en deux groupes :

- (i) Les méthodes du premier groupe estiment la valeur de K_s selon les statistiques de régression sur les facteurs d'entrée comme le taux d'argile, le taux de sable, la teneur en matière organique et la densité apparente du sol.
- (ii) Les méthodes du second groupe essaient de dériver une relation physico-empirique entre la courbe granulométrique (distribution de la taille des particules du sol) et la conductivité hydraulique. A ce propos, Bloemen (1980) a décrit la distribution granulométrique des particules par la médiane de la taille des grains M_d et un indice de la distribution de taille des grains (Grain Size Distribution Index, GSDI) et a calculé la

3290

valeur de K_s par ces deux variables auxiliaires. L'approche de Campbell (1985), qui a été utilisée dans cette thèse, est fondée sur cette hypothèse que la distribution de taille des particules a à peu près une distribution log-normale et celle-ci est représentée par la moyenne géométrique de taille des particules (*Geometric mean particle size*, GMPS) et un écart-type géométrique (*Geometric Standard Deviation*, GSD). Campbell a proposé une équation empirique afin d'estimer K_s . Pour les deux approches, il faut que la connaissance de la courbe granulométrique soit aussi détaillée que possible. En pratique, on utilise en général la sédimentométrie pour déterminer trois variables, les taux de l'argile, du limon et du sable (Tietje et Volker, 1996).

3300

Angulo-Jaramillo *et al.* (2009) dans le cadre du projet TRANSAT, ont fait une étude sur l'évaluation des temps de transfert, dans la zone non saturée des sols, de contaminants dissous ou particulaires. Ils ont étudié le rôle de la zone non saturée et ses propriétés hydrodynamiques hétérogènes et transitoires dans le devenir des contaminants. Ils ont développé une méthodologie qui permet d'estimer les temps de transfert de différents types de contaminants dans cette zone et leur atténuation avant d'atteindre le toit de la nappe. Le sol étudié était un milieu poreux alluvionnaire avec des terrains qui présentent des grains de diamètre supérieur à 2 mm. Pour estimer les paramètres hydrodynamiques de ce sol, ils ont utilisé la fonction de pédotransfert BEST (*Beerkan Estimation of Soil Transfer*) développée par Lassabatère *et al.* (2006), notamment, pour estimer la conductivité hydraulique du sol. Cette méthode utilise la courbe granulométrique, la teneur en eau à différents états hydriques, la masse volumique apparente du sol, et les essais d'infiltration in situ pour prédire les paramètres hydrodynamiques du sol.

3310

Donc, pour prédire la conductivité hydraulique à saturation K_s (m/s), dix Ks-FPTs ont été sélectionnées (Tableau 6), dont les neuf premières appartiennent au groupe (i) et la dernière représente le groupe (ii).

Tableau 6. Les propriétés des Ks-FPTs sélectionnées

Nom de la Ks-FPT	Les facteurs	Principe	Commentaire
Cosby (1984)	% Argile (< 2 μm) % Sable (> 50 μm)	Une régression pour toutes les textures	Selon 1448 échantillons de sols de textures différentes
Brakensiek <i>et al.</i> , (1984)	% Argile (< 2 μm), % Sable (> 50 μm) Masse volumique apparente ou réelle (g/cm ³)	Une régression pour toutes les textures	
Vereecken <i>et al.</i> , (1990)	% Argile (< 2 μm), - % Sable (> 50 μm) % de la matière organique La masse volumique apparente (g/cm ³)	Une régression pour toutes les textures	Selon 127 échantillons de sols en Belgique
Saxton <i>et al.</i> , (1986)	% Argile (< 2 μm), - % Sable (> 50 μm), Masse volumique apparente ou réelle (g/cm ³)	Une régression pour toutes les textures	Selon 1300 profils de sols au Nord des Etats-Unis
Saxton <i>et al.</i> , (2006)	% Argile (< 2 μm), - % Sable (> 50 μm), % La matière organique	Une régression pour toutes les textures	Selon les données de la base de données USDA (> 6000 données)
Adhikary <i>et al.</i> , (2008)	% Argile (< 2 μm), % Limon (2-50 μm),	Une régression pour toutes les textures	Selon 564 échantillons de sols en Inde
Wösten <i>et al.</i> , (1997)	% Argile (< 2 μm) % Sable (> 50 μm), % La matière organique, La masse volumique apparente (g/cm ³),	Une régression pour toutes les textures	-
Wösten <i>et al.</i> , (1999)	% Argile (< 2 μm),	Une régression pour	Selon les données

	% Limon (2-50 µm), % Sable (> 50 µm), % La matière organique, La masse volumique apparente (g/cm ³), Topsoil	toutes les textures	de la base de données européenne, HYPRES
Campbell (1985)	Les valeurs d'au moins trois fractions de n'importe quel système de classification de taille des particules La masse volumique apparente (g/cm ³)	calcul de la moyenne géométrique de taille des particules et l'écart type géométrique	l'estimation est en fonction du nombre de fractions de taille des particules
Ferrer-Julià (2004)	% du Sable	Une régression pour toutes les textures	Selon la base de données développée par Trueba <i>et al.</i> (2000).

3320 1.5.2.1. La Ks-FPT de Cosby (1984)

La fonction de pédotransfert de Cosby (Cosby *et al.*, 1984) est fondée sur les teneurs en sable et en argile. Cette régression a été établie selon les données de 1448 échantillons de sols :

$$K_s = 7,05556 \times 10^{-6} \times (10^{[-0,6+0,0126 (S)-0,0064 (A)]})$$

où S et A sont respectivement les pourcentages du sable et de l'argile.

1.5.2.2. La Ks-FPT de Brakensiek (1984)

La fonction de pédotransfert de Brakensiek (Brakensiek *et al.*, 1984) est fondée sur les teneurs en sable, en argile, la masse volumique apparente et la masse volumique réelle du sol :

$$3330 \quad K_s = 2,778 \times 10^{-7} \exp(x)$$

où

$$\begin{aligned}
x = & 19,52348(n) - 8,96874 - 0,028212(A) + 1,8107 \times 10^{-4}(S^2) - 9,4125 \times 10^{-3}(A^2) \\
& - 8,395215(n^2) + 0,077718(S)(n) - 0,00298(S^2)(n^2) - 0,019492(A^2)(n^2) \\
& + 1,73 \times 10^{-5}(S^2)(A) + 0,02733(A^2)(n) + 0,001434(S^2)(n) \\
& - 3,5 \times 10^{-6}(C)(S)
\end{aligned}$$

où S et A sont respectivement les pourcentages du sable et de l'argile, n est la porosité (m^3/m^3) qui est égale à $n = 1 - \frac{BD}{\rho_s}$, BD et ρ_s sont respectivement les masses volumiques, apparente et réelle, en (g/m^3) du sol.

1.5.2.3. La Ks-FPT de Vereecken (1990)

Vereecken *et al.* (1990) ont proposé l'équation ci-dessous pour estimer Ks :

$$K_s = 1,1574 \times 10^{-7} \exp(20,62 - 0,96 \ln(A) - 0,66 \ln(S) - 0,46 \ln(MO) - 8,43(BD))$$

3340 où S et A et MO sont respectivement les pourcentages du sable, de l'argile et de la matière organique du sol, et BD est la masse volumique apparente du sol (g/cm^3).

Ils ont mesuré la conductivité hydraulique à saturation sur 127 échantillons de sols qui ont été pris dans les différents horizons d'une grande diversité de sols en Belgique. La méthode de la croûte (Bouma *et al.*, 1983) a été utilisée pour obtenir la conductivité hydraulique à saturation.

1.5.2.4. La Ks-FPT de Saxton (1986)

La Ks-FPT de Saxton *et al.* (1986) est comme ci-dessous :

$$K_s = 2,778 \times 10^{-7} \exp(x) \quad (7)$$

où

$$3350 \quad x = 12,012 - 7,55 \times 10^{-2}(S) + \frac{(-3,895 + 3,671 \times 10^{-2}(S) - 0,1103(A) + 8,7546 \times 10^{-4}(A^2))}{n}$$

Tous les paramètres ont été déjà définis.

1.5.2.5. La Ks-FPT de Saxton (2006)

L'étude de Saxton *et al.* (2006) a développé de nouvelles équations des caractéristiques de l'eau du sol à partir de la base de données des sols USDA qui est actuellement disponible, en utilisant uniquement les paramètres facilement disponibles de la texture du sol (sable et argile) et de la MO. Ces équations sont

similaires à celles précédemment rapportées par Saxton *et al.* (1996) mais comprennent plus de variables et un autre domaine d'application.

1.5.2.6. La Ks-FPT d'Adhikary (2008)

3360 Adhikary *et al.* (2008) ont montré que la conductivité hydraulique à saturation fournit une relation similaire avec la teneur en limon et argile. Pour établir une régression de loi puissance, ils ont utilisé les données des mesures sur 564 échantillons de sols ayant des textures différentes. Finalement, ils proposent l'équation suivante comme Ks-FPT pour les sols en Inde :

$$K_s = 4,82 \times 10^{-6} (L + C)^{-1,48}$$

où L et C sont respectivement les pourcentages du limon et de l'argile.

1.5.2.7. La Ks-FPT de Wösten (1997)

Wösten *et al.* (1997) ont proposé l'équation ci-dessous pour prédire Ks :

$$K_s = 1,15741 \times 10^{-7} \exp(x)$$

3370 où pour les sols sableux :

$$x = 9,5 - 1,471(BD)^2 - (0,688(MO) + 0,0369(MO^2) - 0,332Ln(A + L))$$

et pour les sols limoneux et argileux :

$$x = -43,1 + 64,8(BD) - 22,21(BD^2) + 7,02(MO) - 0,1562(MO^2) + 0,985Ln(MO) - 0,01332(A)(MO) - 4,71(BD)(MO)$$

1.5.2.8. La Ks-FPT de Wösten (1999)

Wösten *et al.* (1999) ont continué la recherche précédente et ils ont récupéré les données hydro-pédologiques de 20 institutions de 12 pays européens dans un projet collaboratif pour fonder une base de données européenne qui s'appelle *hydraulic properties of European soils* (HYPRES). Cette base de données a une structure relationnelle souple capable de contenir une grande diversité de données à la fois pédologiques et hydrauliques des sols.

3380 La base de données HYPRES contient des informations sur un total de 5521 horizons de sols (y compris les répliques). De ce nombre, 4030 horizons avaient suffisamment de données pour être utilisés dans le calcul des fonctions de pédotransfert. Des informations sur la rétention d'eau et la conductivité hydraulique

étaient disponibles pour 1136 d'entre eux alors que 2894 horizons avaient seulement des informations sur la rétention d'eau.

En utilisant cette base de données, la Ks-FPT ci-dessous a été proposée par Wösten *et al.* (1999) :

$$K_s = 1,15741 \times 10^{-7} \exp(x)$$

3390 où x est :

$$\begin{aligned} x = & 7,755 + 0,0352(L) + 0,93(Topsoil) - 0,967(BD^2) - 0,000484(A^2) - 0,000322(L^2) \\ & + 0,001/(L) - 0,0748/(MO) - 0,643Ln(L) - 0,01398(BD)(A) - 0,1673(BD)(MO) \\ & + 0,02986(Topsoil)(A) - 0,03305(Topsoil)(L) \end{aligned}$$

Topsoil et *Subsoil* sont des variables qualitatives ayant la valeur de 1 ou 0 respectivement.

Topsoil est qualitativement la couche dans laquelle les racines de la plante peuvent potentiellement pénétrer et *Subsoil* est l'horizon où pratiquement il n'y a aucune matière organique ou racine vivante. Cette couche n'est pas très importante pour la croissance des plantes.

1.5.2.9. La Ks-FPT de Campbell (1985)

3400 Campbell (1985) a présenté une fonction de pédotransfert pour estimer Ks qui est fondée sur le paramètre empirique b de la fonction de rétention d'eau du sol de Campbell :

$$K_s = 4 \times 10^{-5} \left(\frac{1,3}{BD} \right)^{1,3b} \exp(-6,9(m_{Argile}) - 3,7(m_{Limon}))$$

Le coefficient b est dérivé du diamètre géométrique moyen d_g des particules (mm), et de l'écart-type de la moyenne de diamètre de particule σ_g :

$$b = d_g^{-0,5} + 0,2\sigma_g$$

où d_g et σ_g sont dérivées des fractions principales de la taille des particules de sol (m_{Argile} , m_{Limon} et m_{Sable} sont les masses des fractions d'argile, du limon et du sable) qui correspondent respectivement le diamètre moyen des particules du sol (d_{Argile} , d_{Limon} et d_{Sable} en millimètres):

3410

$$d_g = \exp \sum_{i=1}^3 m_i \ln(d_i)$$

$$\sigma_g = \left[\sum_{i=1}^3 m_i (\ln(d_i))^2 - \left(\sum_{i=1}^3 m_i (\ln(d_i)) \right)^2 \right]$$

où m_i est la fraction de masse de la classe texturale i et d_i est la moyenne arithmétique du diamètre de la classe i . L'hypothèse est prise pour les trois classes normalement utilisées pour déterminer la texture : sable, limon et argile. Pour les trois classes, $d_{\text{Argile}} = 0,001$ mm, $d_{\text{Limon}} = 0,026$ mm, et $d_{\text{Sable}} = 1,025$ mm.

1.5.2.10. La Ks-FPT de Ferrer-Julià (2004)

3420

Ferrer-Julià *et al.* (2004) ont proposé une des fonctions de pédotransfert pour une grande variété de conditions climatiques et physiographiques, avec une prédominance des sols développés dans des conditions semi-arides, comme celles qui se produisent en Espagne. Les résultats obtenus, en dépit de la variété des méthodes de mesure et des variables utilisées, montrent qu'il est possible d'estimer les valeurs de conductivité hydraulique à saturation des sols à partir de données de la teneur en sable. Ils ont utilisé la base de données développée par Trueba *et al.* (2000). Cette base de données contient 2178 profils collectés à travers l'Espagne et la péninsule ibérique, ce qui représente 7011 horizons.

$$K_s = 2,556 \times 10^{-7} \exp(0,0491(S))$$

où S est le pourcentage du sable du sol.

1.5.3. Critères statistiques pour évaluer les FPTs

3430

Afin d'évaluer les résultats d'estimation de la conductivité hydraulique à saturation des Ks-FPTs, les deux critères statistiques suivants ont été utilisés qui sont fondés sur l'approche présentée par Tietje et Hennings (1996). *Geometric mean error ratio* (GMER) et *geometric standard deviation of the error ratio* (GSDER) ont été calculés à partir du rapport d'erreur ε de la conductivité hydraulique mesurée (K_s) vs.

conductivité hydraulique prédite (\hat{K}_s) :

$$\varepsilon = \frac{(K_s)_p}{(K_s)_m} \quad \text{Équation 7.}$$

$$GMER = \exp\left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(\varepsilon_i)\right)$$

$$GSDER = \exp\left[\left(\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [\ln(\varepsilon_i) - \ln(GMER)]^2\right)^{0,5}\right]$$

3440 Un GMER égal à 1 correspond à une correspondance exacte entre la conductivité hydraulique à saturation mesurée et celle prédite ; GMER < 1 indique que les valeurs prédites de la conductivité hydraulique à saturation sont généralement sous-estimées ; GMER > 1 indique une surestimation générale. Un GSDER égal à 1 correspond à un couplage parfait et il grandit avec une déviation à partir des données mesurées. La meilleure FPT aura, par conséquent, un GMER proche de 1 et un petit GSDER.

1.5.4. Des FPTs pour prédire la masse volumique apparente du sol

Comme nous l'avons déjà mentionné, la masse volumique apparente BD du sol est défini comme le rapport entre la masse séchée au four à son volume apparent.

3450 Des valeurs de la masse volumique apparente sont nécessaires pour la conversion de la teneur en eau du sol par gravimétrie à volumétrie (section 1.4.1.1) et pour calculer la porosité du sol (section 1.3.4.2). (Blake et Hartge, 1986). La masse volumique apparente du sol est une propriété du sol qui est influencée par certaines de ses propriétés physiques et chimiques. La BD est une propriété dynamique qui varie en fonction de l'état structural du sol. Cet état peut être modifiée par la culture, le piétinement par les animaux, les machines agricoles, la météo, etc. (Arshad *et al.*, 1996). De plus, c'est un paramètre essentiel dans de nombreux calculs et des modèles, et en particulier, BD est un facteur prédictif pour l'estimation de la conductivité hydraulique par des fonctions de pédotransfert. Toutefois, la mesure de

3460 la masse volumique apparente du sol prend du temps, est difficile à réaliser dans certains sols, et est donc évitée dans de nombreuses études où elle devrait pourtant être incluse (Drew, 1973).

1.5.4.1. Des paramètres prédicteurs des BD-FPTs

L'expérience a montré que la matière organique MO et la texture sont les principaux déterminants de la masse volumique apparente du sol. Les informations sur la texture et la matière organique peuvent être obtenues plus facilement que la mesure directe de la masse volumique apparente du sol et elles sont souvent disponibles dans les études de sols. C'est pourquoi de nombreuses tentatives ont été faites pour estimer la masse volumique apparente BD du sol à travers des fonctions de pédotransfert spécifiques (BD-FPT) fondées sur les données de la MO et la texture du sol.

Des études menées par Saini (1966) et Jeffrey (1970) ont montré que la MO a un effet dominant sur la masse volumique apparente du sol et que ce paramètre seul peut être utilisé comme un bon indicateur de la densité apparente du sol. De plus, la détermination de la teneur en matière organique par le procédé de calcination à sec est un procédé relativement simple. Un échantillon séché au four (environ 5 g) est ensuite cuit dans un four à moufle à 525°C pendant quelques heures. Le pourcentage de perte de poids de l'échantillon est une expression de la teneur en matière organique. Cette méthode peut provoquer des erreurs, cependant, comme celle due à la décomposition de composés inorganiques à la cuisson (carbonate de calcium), mais cette erreur est généralement faible (Drew, 1973). De plus, les résultats des études de Broadbent (1953), Schnitzer et Khan (1978), Kumada (1987), David (1988), Lowther *et al.* (1990), Tate (1992), Jain *et al.* (1997), Westman *et al.* (2006), Périé et Ouimet (2008), démontrent que le carbone organique (CO) du sol est une fonction de la matière organique (MO) du sol et leur ratio (CO/MO) varie entre 0,47 et 0,65. Dans le cas où on a besoin du carbone organique (CO) Cela peut donner une bonne estimation pour CO par les MO mesurées par la méthode de calcination.

D'autre part, il a été observé (par exemple, Alexander, 1980; Huntington *et al.* 1989; Manrique et Jones, 1991) que la texture du sol joue un rôle majeur dans le contrôle de la masse volumique apparente où la MO est une composante mineure.

Il y a eu peu d'études faites pour tester et comparer l'applicabilité de ces BD-FPTs sur un ensemble de données de sols indépendantes. Pour tester l'applicabilité des BD-FPTs à un type spécial du sol, il serait intéressant d'étudier l'effet de la taille

des particules et/ou la teneur en matière organique (les paramètres d'entrée) sur les erreurs associées aux méthodes d'estimation (analyse de sensibilité).

3500 Dans cette thèse, la qualité prédictive de 33 BD-FPTs qui ont été développées dans des sols différents par divers auteurs, est évaluée. Dans ce groupe, 32 de ces BD-FPTs ont été établies pour les sols homogènes et sans cailloux, donc pour une matrice seule (\tilde{BD}_{m0}), et seulement la dernière BD-FPT qui est celle de Torri *et al.* (1994), peut prédire la masse volumique apparente de la matrice du sol dans un endroit où il y a des cailloux (\tilde{BD}_m). L'équation de Torri utilise la BD_{m0} et la fraction des cailloux R_w pour prédire \tilde{BD}_m . Donc les \tilde{BD}_{m0} prédites par les 32 BD-FPTs peuvent être le paramètre d'entrée pour l'équation de Torri. La procédure de l'évaluation consiste en l'application des 32 BD prédites dans les 10 Ks-FPTs sous forme de 320 couplages de BD-Ks-FPTs, afin de classer les couplages par leur pertinence pour prédire la conductivité hydraulique du sol. Les BD-FPTs de cette thèse ont été regroupées dans 4 catégories selon leurs facteurs de prédictions (texture et/ou matière organique).

3510 1.5.4.2. Les BD-FPTs de la catégorie BD1

Ces BD-FPTs dépendent à la fois de la texture du sol et de la teneur en matière organique du sol. Dans les histogrammes d'évaluation des couplages au chapitre 4, ils sont en « Hachuré : rayures verticales »

Kaur *et al.* (2002) ont fait l'effort de développer une BD-FPT pour estimer la masse volumique apparente du sol, basée à la fois sur la texture du sol et des données de teneur en carbone organique, et en outre de comparer son potentiel prédictif avec les BD-FPTs existantes sur un groupe d'échantillons avec 224 mesures de BD_{m0} en $\frac{gr}{cm^3}$, de la texture et de la matière organique, des sols de 4 bassins versants représentant une diversité écologique en Inde.

3520 Kaur *et al.* (2002) ont fait l'effort de développer 4 BD-FPTs pour estimer BD_{m0} . Dans les 4 BD-FPTs ci-dessous, CO, A, L et S sont respectivement la teneur en carbone organique, argile, limon et sable du sol (en nombre décimal).

Linéaire :

$$\tilde{BD}_{m0} = 1,506 - (0,266 \times CO) + (4,517 \times 10^{-3} \times A) - (3,520 \times 10^{-3} \times L)$$

Polynôme du deuxième degré :

$$\begin{aligned} \tilde{BD}_{m0} = & 1,488 - (0,668 \times CO) + (2,053 \times 10^{-4} \times CO^2) \\ & - (3,09 \times 10^{-4} \times A \times S) + (9,816 \times 10^{-3} \times A^2) + (0,144 \times CO \times A) \end{aligned}$$

Polynôme du troisième degré :

$$\begin{aligned} \tilde{BD}_{m0} = & 1,386 - (0,404 \times CO) + (2,3505 \times 10^{-4} \times CO^3) \\ & - (5,87 \times 10^{-6} \times A \times S) + (4,956 \times 10^{-2} \times A^3) \end{aligned}$$

Intrinsèquement linéaire :

$$3530 \quad \tilde{BD}_{m0} = e^{0,303 - (0,191 \times 10^{-2} \times CO) + (2,102 \times 10^{-2} \times A) - (4,76 \times 10^{-4} \times A^2) - (4,32 \times 10^{-3} \times L)}$$

Ils ont montré que parmi ces quatre BD-FPTs proposé par Kaur *et al.* (2002), celle qui est intrinsèquement linéaire et qui dépend à la fois de la texture du sol et de CO est la plus robuste et précise.

Leonaviciute (2000) a proposé quatre BD-FPTs différentes afin d'estimer \tilde{BD}_{m0} en $\frac{gr}{cm^3}$ dans quatre horizons différents d'un même sol :

Horizon A (Horizon minéral formé près de la surface, une zone d'accumulation de la matière organique):

$$\tilde{BD}_{m0} = 1,70398 - 0,00313(\%L) + 0,00261(\%A) - 0,11245(\%CO)$$

3540 Horizon E (Il est de couleur claire et contient principalement du sable et de limon. Elle est pauvre en teneur en argile en tant que ceux-ci sont perdues à la couche inférieure par le procédé de lessivage. Par conséquent, cet horizon est aussi appelée la couche de éluviation (lessivage). Les particules du sol de cette couche sont plus grandes que celles de l'horizon A, mais plus petit que ceux de l'horizon B sous-jacent.):

$$\begin{aligned} \tilde{BD}_{m0} = & 0,99915 - 0,00592(\%L) + 0,07712Ln(\%A) \\ & + 0,09371Ln(\%S) - 0,08415Ln(\%CO) \end{aligned}$$

Horizon B (Cet horizon se trouve juste en dessous de l'horizon E et est riche en argile et des minéraux tels que le fer ou l'aluminium. Bien que cette couche a une teneur minérale élevée que la couche superficielle, une partie des matières organiques peut atteindre cette couche par des couches ci-dessus par le procédé de lessivage. Les racines des plantes peuvent atteindre cette couche. Cependant, l'horizon B est rougeâtre ou brunâtre due aux oxydes de fer et d'argile) :

$$\begin{aligned}\bar{BD}_{m0} = & 1,07256 + 0,032732Ln(\%L) + 0,038753Ln(\%A) \\ & + 0,078886Ln(\%S) - 0,054309Ln(\%CO)\end{aligned}$$

Horizon BC-B (Horizon transitoire entre l'horizon B et C au dessous de la roche mère avec les cailloux fragmenté et riche en carbonate du calcium):

$$\begin{aligned}\bar{BD}_{m0} = & 1,06727 + 0,01074Ln(\%L) + 0,08068Ln(\%A) \\ & + 0,08068Ln(\%S) + 0,05647Ln(\%CO)\end{aligned}$$

Tomasella et Hodnett (1998) ont développé des régressions linéaires multiples pour estimer la masse volumique apparente à partir de la texture du sol (% de sable, de limon et d'argile).

$$\bar{BD}_{m0} = 1,578 - 0,054(\%CO) - 0,006(\%L) - 0,004(\%A)$$

Bernoux *et al.* (1998) ont utilisé les données de 323 horizons de sols de l'Amazonie brésilienne pour développer une procédure de régression multiple afin de prédire \bar{BD}_{m0} en $\frac{gr}{cm^3}$. Ils ont conclu que l'utilisation de CO et la teneur en argile comme facteurs prédictifs augmente la qualité prédictive de BD :

$$\bar{BD}_{m0} = 1,398 - 0,0047(\%A) - 0,042(\%CO)$$

1.5.4.3. Les BD-FPTs de la catégorie BD2

On utilise seulement la matière organique (ou le carbone organique) mesuré comme le facteur prédictif pour prédire la \bar{BD}_{m0} en $\frac{gr}{cm^3}$ du sol. Les BD-FPTs développées par Curtis et Post (1964), Drew (1973), Alexander (1980), Federer (1983), Huntington *et al.* (1998), Manrique et Jones (1999), Prévost (2004), Bénites (2007), Périé et Ouimet (2008), ont MO ou CO comme prédicteur. Ces BD-FPTs sont développées dans des pays différents et donc pour des sols et paysages différents.

Dans les histogrammes d'évaluation des couplages au chapitre 4, ils sont en « Sans hachuré : en vert clair ».

Curtis et Post (1964) ont trouvé une corrélation entre la teneur en matière organique et la masse volumique apparente dans les sols acides forestiers :

$$\text{Log}(\bar{BD}_{m0} \times 100) = 2,09963 - 0,00064 \times \text{Log}(\%MO) - 0,22302(\text{Log}(\%MO))^2$$

Alexander (1980) a utilisé les analyses de 721 échantillons de sols de plateaux et de sols alluviaux afin de développer deux BD-FPTs qui permettent de prédire la masse volumique apparente pour ces deux types de sols, respectivement :

3580

$$\bar{BD}_{m0} = 1,66 - 0,308 \times (\%CO)^{0,5}$$

$$\bar{BD}_{m0} = 1,72 - 0,294 \times (\%CO)^{0,5}$$

Drew (1973) a étudié la relation entre la masse volumique apparente et la teneur en matière organique du sol. La fonction proposée a été testée à l'aide de 80 échantillons recueillis par l'auteur dans la transition prairie-forêt du sud et de l'ouest du Minnesota :

$$\frac{1}{\bar{BD}_{m0}} = 0,6268 + 0,0361 \times (\%OM)$$

Federer (1983) a proposé une BD-FPT pour les sols forestiers en Angleterre :

$$\text{Ln}(\bar{BD}_{m0}) = -2,31 - 1,079 \times \text{Ln}(MO) - 0,113 \times (\text{Ln}(MO))^2$$

3590

Huntington *et al.* (1998) ont récupéré des échantillons d'un sol de forêt sur un bassin versant de 23 ha en Angleterre par l'excavation dans deux horizons différents du même sol. Afin d'estimer \bar{BD}_{m0} en $\frac{gr}{cm^3}$ des horizons O (horzion organique fromé à partir de mousses de roseaux et débris ligneux) et Bs (horizon B qui est riche en gypse), ils ont respectivement proposé les deux BD-FPTs ci-dessous :

$$\text{Ln}(\bar{BD}_{m0}) = -2,39 - 1,316 \times \text{Ln}(\%MO) - 0,167 \times (\text{Ln}(\%MO))^2$$

$$\text{Ln}(\bar{BD}_{m0}) = 0,263 - 0,147 \times \text{Ln}(\%CO) - 0,103 \times (\text{Ln}(\%CO))^2$$

Manrique et Jones (1991) ont utilisé des données d'environ 12000 échantillons de sols de la zone continentale des États-Unis, Hawaii, Puerto Rico, et dans certains pays étrangers : des relations de régression multiple ont été développées pour prédire \tilde{BD}_{m0} en $\frac{gr}{cm^3}$. La base de données a été partagée en petits ensembles de

3600 données homogènes en fonction de leur classification taxonomique des sols. La corrélation entre BD_{m0} et les propriétés du sol ont indiqué que BD_{m0} peut être prédite avec deux BD-FPTs respectivement pour les sols de ces régions :

$$\tilde{BD}_{m0} = 1,510 - 0,113 \times (\%CO)$$

$$\tilde{BD}_{m0} = 1,66 - 0,318 \times (\%CO)^{0,5}$$

Prévost (2004) a développé une fonction polynomiale pour estimer la BD dans un sol sablo-limoneux.

$$\ln(\tilde{BD}_{m0}) = -1,81 - 0,892 \times \ln(MO) - 0,092 \times [\ln(MO)]^2$$

Un modèle de régression simplifiée a été élaboré par Bénites *et al.* (2004) utilisant le carbone organique du sol et l'argile. Ce modèle donne une estimation de la masse volumique apparente grâce à 1396 échantillons de sols distribués à toutes les profondeurs, issus des archives de sols de l'Embrapa Solos, Rio de Janeiro, au Brésil :

$$\tilde{BD}_{m0} = 1,775 - 0,173(\%MO)^{0,5}$$

Périé et Ouimet (2008) ont établi les relations entre carbone organique du sol (CO), la matière organique (MO), et la masse volumique apparente (BD) dans les sols acides limoneux et sableux forestiers au Québec (Canada). Leurs résultats suggèrent que BD est fortement liée à MO par l'équation polynomiale suivante :

$$\tilde{BD}_{m0} = -1,977 + 4,105 \times MO - 1,229 \times \ln(MO) - 0,103 \times [\ln(MO)]^2$$

1.5.4.4. Les BD-FPTs de la catégorie BD3

3620 La troisième catégorie a été développée par Federer *et al.* (1993), selon le concept de « densité organique » : Dans les histogrammes d'évaluation des couplages au chapitre 4, ils sont en « Hachuré : diagonaux vers le bas »

$$\bar{BD}_{m0} = \frac{BD_{bm} \times BD_{bo}}{(MO \times BD_{bm}) + (1 - MO) \times BD_{bo}} \quad \text{Équation 8.}$$

où \bar{BD}_{m0} en $\frac{gr}{cm^3}$ est la masse volumique matricielle du sol, BD_{bm} est la masse

volumique déterminée de manière empirique de la fraction minérale "pure", BD_{bo} est la masse volumique déterminée de manière empirique de la fraction organique "pure" et MO est la teneur en matière organique du sol (g/g). En fait, BD_{bo} est la masse volumique apparente lorsque MO = 1, et BD_{bm} est la masse volumique apparente lorsque MO = 0. Le rapport découle de l'hypothèse que (i) BD_{bo} et BD_{bm} sont constantes, et (ii) dans un mélange, les volumes occupés par la masse organique et la masse minérale sont additifs (Federer *et al.*, 1993), ce qui est une très forte approximation.

Adams (1973), Rawls (1983), Federer *et al.* (1993), Post et Kwon (2000), Tremblay *et al.* (2002), Prévost (2004), Bénites *et al.* (2007), enfin Périé et Ouimet (2008), sont des chercheurs qui ont développé des BD-FPTs non linéaires de la catégorie BD3 développé par Federer *et al.* (1993) dans des sols différents. Selon les données utilisées pour calibrer l'Équation 7, ils ont proposé des BD-FPTs différentes.

Adams (1973) et plus tard Rawls (1983), ont démontré que la teneur en matière organique a un effet dominant sur les deux densités, apparente et réelle, des sols dans les horizons organiques et éluviaux des sols examinés. Les sols étaient sans cailloux, sans structure, et de texture semblable. Les effets de la matière organique sur la masse volumique apparente ont été décrits par l'équation:

$$\bar{BD}_{m0} = \frac{100}{(\% OM / BD_{bo}) + (100 - (\% MO / DB_{bm}))}$$

où $BD_{bo} = 0,224$ et $BD_{bm} = 1,27 \frac{gr}{cm^3}$

Selon Federer *et al.* (1993), pour les sols forestiers sur les roches mères à texture grossière de la Nouvelle-Angleterre, $BD_{bo} = 0,11 \frac{gr}{cm^3}$ et BD_{bm} varie entre 1,45

$\frac{gr}{cm^3}$ pour les limons sableux et $2,19 \frac{gr}{cm^3}$ pour les sols limoneux fins :

$$\bar{BD}_{m0} = \frac{(0,111 \times 1,450)}{1,450 \times MO + (1 - MO) \times 0,111} \text{ pour les sols limoneux sableux}$$

3650
$$\bar{BD}_{m0} = \frac{(0,111 \times 2,19)}{(2,19 \times MO) + (1 - MO) \times 0,111} \text{ pour les sols limoneux fins}$$

Post et Kwon (2000) ont établi une fonction non-linéaire pour estimer \bar{BD}_{m0} en utilisant les valeurs de la matière organique et la masse volumique apparente mesurées :

$$\bar{BD}_{m0} = \frac{(0,244 \times 1,640)}{(1,640 \times MO) + (1 - MO) \times 0,244}$$

Tremblay *et al.* (2002) ont proposé une fonction non-linéaire avec des valeurs de $BD_{bo} = 0,12$ et $BD_{bm} = 1,40 \frac{gr}{cm^3}$:

$$\bar{BD}_{m0} = \frac{(0,244 \times 1,640)}{(1,640 \times MO) + (1 - MO) \times 0,244}$$

L'approche non linéaire de Prévost (2004) mène à une $BD_{bo} = 0,159 \frac{gr}{cm^3}$ et une $BD_{bm} = 1,561 \frac{gr}{cm^3}$:

3660
$$\bar{BD}_{m0} = \frac{(0,159 \times 1,561)}{(1,561 \times MO) + (1 - MO) \times 0,159}$$

Bénites *et al.* (2007) ont modifié le modèle d'Adams (1973) et ils ont proposé la BD-FPT non linéaire ci-dessous pour le sol modèle de l'Embrapa Solos, Rio de Janeiro, au Brésil :

$$\bar{BD}_{m0} = \frac{100}{(\% OM / 0,312) + (100 - (\% MO / 1,661))}$$

Périé et Ouimet (2008) ont déterminé empiriquement BD_{bo} et BD_{bm} par le modèle non-linéaire. L'estimation montre que la BD_{bm} obtenue était plus élevée que celle rapportée par Tremblay *et al.* (2002), $BD_{bm} = 1,4 \pm 0,03 \frac{gr}{cm^3}$, mais elle était dans

la gamme rapportée par Federer *et al.* (1993), $BD_{bm} = 1,45 - 2,19 \frac{gr}{cm^3}$. La BD_{bo}

estimée dans l'étude de Périé et Ouimet (2008) était exactement la même que celle

3670 trouvée par Tremblay *et al.* (2002), $BD_{bo} = 0,12 \pm 0,03 \frac{gr}{cm^3}$ et Federer *et al.* (1993),

$$BD_{bo} = 0,11 - 0,12 \frac{gr}{cm^3}.$$

$$\bar{BD}_{m0} = \frac{(0,111 \times 1,767)}{(1,767 \times MO) + (1 - MO) \times 0,111}$$

1.5.4.5. Les BD-FPTs de la catégorie BD4

Dans cette catégorie, qui est spécifique pour les sols caillouteux, on a trouvé seulement une BD-FPT qui est celle proposée par Torri *et al.* (1994). Cette FPT a été présentée à l'équation 5.

Dans cette équation, qui a été expliquée en détail dans la section 1.3.7, \bar{BD}_m est la masse volumique apparente de la matrice (< 2 mm) dans un endroit où il y a des cailloux, et \bar{BD}_{m0} est la masse volumique apparente de la même matrice mais
3680 dans un endroit sans cailloux. Ce paramètre peut être mesuré par les méthodes classiques in situ ou au laboratoire, ou bien on peut le prédire par les BD-FPTs des trois catégories précédentes. Le paramètre prédicteur est R_w la teneur en cailloux dans l'échantillon du sol (g/g).

1.6. Écoulement préférentiel dans le sol

A toute échelle, l'hétérogénéité des sols est la cause principale de la difficulté de prévoir l'écoulement de l'eau et des solutés dans une situation réelle sur le terrain. Par exemple, il en résulte souvent un écoulement plus rapide de l'eau, de solutés et de particules que celui prévu d'après les propriétés de la matrice du sol (De Rooij, 2000 ; Lin and Zhou, 2008 ; Jamieson *et al.*, 2002). Ce transport de masse
3690 plus rapide est associé à des processus tels que l'écoulement dans les galeries des vers et des fissures, en bref les « macropores » du sol, ou le flux associé à la stratification des sols. Ces processus sont regroupés sous l'expression « écoulement préférentiel » (EP)².

La caractérisation de la connectivité, la taille, la continuité, la tortuosité, les branches, le nombre et la superficie des pores à l'égard de l'EP et du transport de

² Preferential Flow (PF)

masse associé est difficile. Par conséquent, un large choix de méthodes existe pour évaluer l'EP en fonction des questions auxquelles il faut répondre, des équipements disponibles et de l'instrumentation, de l'échelle d'intérêt, de la précision voulue (Allaire *et al.*, 2009).

3700 **1.6.1. Classification de l'écoulement préférentiel**

Quatre types d'écoulement préférentiel sont distingués : flux de fissure³ (CF), flux de terrier⁴ (BF), flux de doigt⁵ (FF), et l'écoulement latéral⁶ (LF) (Allaire *et al.*, 2009) :

- CF est un écoulement local dans les zones très perméables comme les fissures dans les sols hétérogènes. Cet écoulement a lieu : soit au moment où les fissures sont ouvertes à l'atmosphère ; soit lorsque la pression de l'eau dans les fissures est positive. La fissuration se produit au cours du séchage d'une certaine durée dans les sols à forte teneur en argile (Hendrickx et Flury, 2001).
- 3710 • BF se réfère à l'écoulement à travers des canaux créés par la faune du sol.
- FF est un écoulement qui forme des digitations également générées dans un sol initialement homogène. Il se produit lorsque l'eau infiltrée rencontre l'interface entre deux horizons du sol, habituellement dans les sols sableux, avec une couche grossière au-dessous d'une couche plus fine (Starr *et al.*, 1978). L'eau pénètre dans la couche sous-jacente où l'écoulement est plus facile en se concentrant selon des chemins préférentiels, plutôt que de façon uniforme à travers toute la couche (Rezanezhad *et al.*, 2006).
- 3720 • LF se produit lorsque l'eau infiltrée se déplace latéralement et localement le long d'une couche hydrauliquement restrictive (peu perméable) inclinée selon le toit de la roche mère (McDonnell, 1990), ou bien le long de racines qui s'orientent plutôt vers un côté (Weiler et McDonnell, 2007).

³ Crack flow

⁴ Burrow flow

⁵ Finger flow

⁶ Lateral flow

L'écoulement préférentiel dans le sol se produit dans les macropores. Les macropores sont des ouvertures plus grandes que l'échelle microscopique, qui peuvent provoquer le non-équilibre du mouvement de l'eau. Il n'existe pas de définition qui caractérise de façon commune un pore de sol comme macropore : plusieurs chercheurs ont proposé des gammes de valeurs pour le diamètre afin de définir ce que sont les macropores (Beven et Germann, 1982 ; Chen et Wagenet, 1992 ; Jarvis *et al.*, 1999). Le point commun parmi toutes les définitions des macropores est que leur diamètre est de plusieurs ordres de grandeur plus grand que celui de la matrice texturale du sol. En outre, les macropores, même alors qu'ils influencent les propriétés hydrauliques des sols, ne peuvent être correctement estimés au moyen des techniques expérimentales couramment utilisées pour calculer les propriétés hydrauliques des sols (Greco, 2002).

1.6.2. Impact des cailloux sur l'écoulement préférentiel

La connaissance du processus de cet écoulement est nécessaire pour étudier les fonctions du sol et aussi pour les impacts environnementaux sur les sols. Les pores liés à la structure du sol (macropores) sont plus grands que ceux associés à la texture de la matrice du sol : donc le mouvement de l'eau à travers les macropores, une fois initié, est beaucoup plus rapide que l'équilibrage des potentiels dans un volume équivalent de la matrice du sol (Lawes *et al.*, 1982). L'existence d'une telle discontinuité dans le sol augmentera si la taille et la connectivité des macropores augmente et si, en conséquence, l'effet de la tension capillaire dans les macropores devient plus petit.

La fraction des cailloux dans le sol affecte les propriétés hydrauliques du sol. Sauer et Logsdon (2002) ont observé des relations positives entre la teneur en cailloux et la conductivité hydraulique à saturation, en accord avec les observations de Ravina et Magier (1984), qui ont déclaré que la teneur en cailloux augmente la tortuosité, mais aussi crée de nouveaux vides, ce qui influence positivement la perméabilité du sol. Fiès *et al.* (2002) ont confirmé, à la suite de Stewart *et al.* (1970) puis Poesen et Lavee (1994), que les cailloux créent une extra-porosité à la suite du remplissage incomplet de l'espace poral entre les cailloux par la matrice, et du fait que les cailloux créent une structure qui empêche le tassement de la matrice fine. De plus, dans les sols caillouteux avec une teneur en argile supérieure à 30 %, le retrait

de la matrice fine mène à la formation de macropores dus à la fissuration (Towner, 1988 ; Fiès *et al.*, 2002).

3760 Urbanek et Shakesby (2009) ont affirmé que dans le cas d'existence d'une teneur en cailloux élevée dans le sol, les chemins de l'écoulement se développent le long des interfaces des cailloux avec la matrice, et un chemin d'écoulement préférentiel continu peut se former à condition qu'il existe suffisamment de connexions caillou-caillou. La distribution et l'alignement des cailloux, en particulier aux teneurs en cailloux intermédiaires, sont importants pour favoriser le mouvement de l'eau. Zhou *et al.* (2009) ont étudié les effets des différentes teneurs pondérales en cailloux dans un sol sur l'infiltration, la conductivité hydraulique à saturation, et le transport de soluté. Les essais in situ ont montré que le taux d'infiltration et la conductivité hydraulique à saturation ont initialement diminué avec l'augmentation de la teneur en cailloux jusqu'à des valeurs minimales et ont ensuite augmenté. Verbist
3770 *et al.* (2008) ont démontré que la teneur en cailloux est significativement corrélée avec la conductivité à saturation, probablement en raison d'une corrélation positive entre la teneur en cailloux et les macropores créés par ces cailloux dans le sol. Cousin *et al.* (2003) utilisant le modèle STICS (Brisson *et al.*, 1998 et 2002) pour calculer la perméabilité du sol, ont constaté que la perméabilité dans les sols calcaires est sous-estimée lorsque la teneur en cailloux est négligé et si le sol est considéré seulement comme une matrice fine, tandis que la perméabilité est surestimée lorsque la teneur en cailloux est prise en compte mais considérée comme des cailloux non-poreux.

1.6.3. Techniques d'études de l'écoulement préférentiel

3780 En général, les processus de l'écoulement préférentiel ont été étudiés à quatre échelles spatiales : microscopique, à l'échelle de l'échantillon, à l'échelle du profil, et à l'échelle de la parcelle ou même du paysage. A l'échelle microscopique, la structure microscopique des pores susceptible de produire un EP, ou les conditions du sol qui peuvent déclencher un EP, est généralement étudiée en utilisant des techniques du type microscope à balayage. Les colonnes reconstituées⁷ sont utilisées pour étudier l'impact de conditions spécifiques ou d'un processus d'EP spécifique sur l'importance relative de l'EP par rapport au flux dans la matrice du sol. Les grandes colonnes du sol non perturbé sont utilisées comme un volume suffisant

⁷ Repacked cores

pour étudier le transport d'eau et de masse dans des conditions limites spécifiques, tout en combinant l'effet des différents processus d'EP qui peuvent survenir naturellement dans le sol. L'échelle du profil représente mieux les processus du sol et de l'hétérogénéité du sol que l'échelle des colonnes (sauf si de nombreuses carottes de sol sont utilisés). En général, la majorité des méthodes à l'échelle du profil sont plus difficiles, longues et coûteuses que les méthodes de colonnes, mais ces méthodes sont plus révélatrices de la combinaison des différents processus d'EP qui se produisent dans un sol.

Baveye et Boast (1998) ont conclu que l'expérimentation directe à la plus grande échelle est encore nécessaire pour obtenir une représentation physique des processus de flux. Cependant, il existe très peu de méthodes pour évaluer EF à grande échelle.

Cependant, la plupart des études d'EP utilisent plus d'une technique. Les chercheurs sélectionnent souvent une technique parmi celles fondées sur l'observation de la structure du sol, une pour déterminer l'écoulement de l'eau et/ou une autre pour la visualisation de la circulation (colorant de traçage). Les différentes techniques offrent différents types d'informations complémentaires. (Perillo *et al.*, 1999).

Les techniques pour décrire, déduire et quantifier l'écoulement préférentiel peuvent être classées en 5 groupes (Allaire *et al.*, 2009) : (i) l'observation et la quantification des structures qui sont susceptibles de provoquer des EP, (ii) la mesure de la distribution de l'eau ou le mouvement de l'eau, (iii) l'étude des mouvements de gaz. Pour les solutés et particules qui sont déjà dans l'environnement ou qui sont utilisés comme traceurs, les méthodes avec (iv) les courbes de restitution sont largement utilisées. Les colorants peuvent être utilisés pour les courbes de restitution, mais ils sont souvent associés à (v) les approches par analyse d'images.

Parmi ces techniques, les méthodes de l'observation, de la mesure et de l'évaluation de l'écoulement de l'eau dans le sol sont employées dans cette thèse.

L'observation de la structure des sols qui sont susceptibles de provoquer un EP infère des hypothèses concernant l'échelle et les processus qui provoquent l'écoulement préférentiel. Les techniques complexes ont été utilisées à l'échelle

microscopique tandis que plusieurs approches simples ont été développées à plus grande échelle, comme l'échelle d'un profil de sol. Ces techniques vont de très coûteuse (par exemple, la numérisation) à bon marché (par exemple, photo de la surface du sol), du très simple (peut être utilisé par tout le monde) au plus complexe (seulement une personne hautement spécialisée peut accomplir la tâche) et de court (par exemple, la numérisation) à longue préparation (par exemple, l'imprégnation de résine). La technique la plus courante et la plus simple pour décrire l'EP in situ consiste à observer visuellement les macropores, après chaque excavation. Les grandes caractéristiques qui causent l'EP peuvent être enregistrées manuellement en photographiant la surface du sol. De plus, pour décrire la géométrie des macropores, la visualiser et qualifier la structure des macropores dans le sol, les analyses des images du sol par le microscope électronique à balayage (MEB) sont utilisées. Par exemple, les fissures qui se forment dans les sols argileux à cause du retrait peuvent très bien se visualiser par le MEB.

Comme le transport des contaminants dans l'environnement est souvent associé à l'écoulement de l'eau dans le sol ou à la surface du sol, de nombreuses techniques pour évaluer l'EP ont été développées sur la base de la distribution de l'humidité, de la teneur en eau et de l'écoulement de l'eau. La distribution et l'écoulement d'eau sont mesurés directement ou indirectement selon la technique. Les données spatiales sont évaluées avec des techniques d'interpolation. Il existe une grande variété de capteurs utilisés pour mesurer la teneur en eau du sol (directement ou indirectement) à différentes résolutions spatiales et temporelles.

Des sondes TDR ou FDR fondées sur la réflectométrie de domaine temporel (Time / Frequency Domain Reflectometry) (Cambouris *et al.*, 2006), peuvent être utilisées pour évaluer ou quantifier la distribution de l'eau dans le profil du sol. L'instrument le plus couramment utilisé dans les études de l'EP est le système TDR ou FDR qui donne la teneur moyenne en eau dans un volume plus large que d'autres sondes (Muñoz-Carpena *et al.*, 2005). Plusieurs sondes sont facilement installées dans le sol à haute fréquence (< 0,5 m de distance) et à différentes profondeurs et la variabilité spatio-temporelle de l'écoulement de l'eau créé par EP peut ainsi être détectée (Ritsema et Dekker, 1996 ; Germann et Di Pietro, 1999 ; Taumer *et al.*, 2006). La probabilité d'interception d'un EP dépend de la longueur des sondes et leur fréquence spatiale.

L'avantage de cette technique est que la perturbation du sol se produit uniquement lors de l'installation des sondes. Les sondes peuvent rester dans le sol pendant des périodes prolongées. Les sondes permettent une surveillance continue à haute fréquence temporelle qui est importante pour détecter les processus d'EP de courte durée. Cependant, un EP peut être détecté seulement si les chemins de l'écoulement préférentiel sont grands et si la fréquence de l'installation de la sonde est suffisamment élevée pour intercepter les chemins d'EP. Les capteurs peuvent être installés à différentes profondeurs et dans différentes zones d'un terrain.

Une autre technique courante pour la mesure indirecte d'EP consiste à mesurer la conductivité hydraulique. Cette technique ne permet pas de quantifier l'EP, mais donne plutôt une idée de sa grandeur et de sa distribution. L'approche de la conductivité hydraulique fournit des informations sur la continuité des macropores et leur efficacité dans le transport de l'eau.

1.7. Conclusion sur la caractérisation physique, les mécanismes d'écoulement et le pédotransfert

Il existe trois grandes méthodes qui chacune comprend une ou plusieurs techniques, pour mesurer la conductivité hydraulique à saturation dans la zone non saturée in situ : (i) Les techniques qui ne saturent pas le sol avant le déroulement de l'essai et qui essaient de profiter de la succion du sol pour mesurer la K_s ainsi que les autres paramètres hydrodynamiques du sol, comme la courbe de rétention et la conductivité hydraulique non saturée. La charge d'eau appliquée dans ces techniques est variable (par exemple la méthode Persan (BRGM), (ii) L'ensemble des techniques qui saturent le sol dans un trou pendant plusieurs heures (par ex. pour la méthode de Porchet, 24 heures), afin de créer un volume saturé dans le milieu non saturé et pour être sûr que la succion du sol dans la zone non saturée n'influence pas la conductivité hydraulique à saturation mesurée par ces techniques. On fait l'essai d'infiltration en appliquant une charge constante ou variable ; et (iii) les techniques qui se situent entre les deux méthodes précédentes ; elles sont mises en œuvre dans le milieu non saturé en créant un bulbe saturé instantané beaucoup plus petit que celui créé par la méthode (ii) avec une zone de transition entre la zone non saturée et l'intérieur du bulbe saturé. L'unique exemple de cette méthode et l'appareil Guelph qui mesure principalement la conductivité hydraulique à saturation et il est capable de mesurer la succion et la conductivité hydraulique non saturée du sol

aussi. Au chapitre 3, on va comparer les résultats publiés de trois méthodes, et aussi on compare et interprète les conductivités hydrauliques mesurées in situ sur le territoire d'étude pour la thèse par l'appareil Porchet qui représente la méthode (ii) et par l'appareil Guelph pour la méthode (iii).

Soit ces méthodes ont été développées pour les sols homogènes, soit elles ne considèrent pas l'effet de l'hétérogénéité et les macropores dans le sol. L'une des causes de l'hétérogénéité du sol est l'existence des cailloux dans le sol et leur distribution naturelle non uniforme. On développe au deuxième chapitre une méthodologie pour identifier les zones d'existence probable d'un sol caillouteux de type calcaire (une colluvion) et on l'applique dans le territoire d'étude. Ensuite, on fait des essais d'infiltration aussi dans ce type de sol et les résultats sont présentés au chapitre 3. Ensuite dans le même chapitre, l'effet des macropores, créés par la fissuration de la matrice sur la porosité du sol, est mis en évidence par les images MEB. De plus, afin de mieux éclaircir l'effet des cailloux sur la macroporosité du sol, au chapitre 4, on utilise une série de couplages des BD-FPTs et Ks-FPTs qui ont été classées dans les catégories mentionnées à la section 1.5. En développant une méthodologie en quatre phases, on choisit les meilleurs couplages pour prédire la Ks du sol en considérant l'effet des cailloux. L'importance des catégories des BD-FPTs est aussi discutée dans le chapitre 4.

A la fin du chapitre 3 est expliquée la méthodologie de l'installation d'une série de tensiomètres et des sondes de profil de teneur en eau du sol. Les données acquises sur ces paramètres, en forme de chronique, sont interprétées au chapitre 4, afin de : comprendre le fonctionnement de l'infiltration des eaux usées traitées issues d'un vrai dispositif d'ANC dans le sol ; à partir de ce fonctionnement, proposer la meilleure méthode de mesure de la conductivité hydraulique du sol, utiliser ces sondes comme une technique pour identifier l'écoulement préférentiel dans le sol.

Chapitre 2. Contexte et cartographie du sol étudié

Ce chapitre est consacré à une présentation générale de la pédologie du territoire d'étude. Suite au positionnement du dispositif pilote d'assainissement non collectif, on identifie sur ce site un type de sol hétérogène et complexe, qui est du point de vue génétique une colluvion. Cette formation superficielle n'est pas cartographiée sur la carte géologique au 1/50 000 (BRGM) de cette région : aussi, pour visualiser la représentativité de ce type de sol sur le territoire d'étude, on propose une méthode pour réaliser une carte de sa distribution spatiale vraisemblable.

2.1. Description générale de l'Yonne

Le département de l'Yonne fait partie de la région Bourgogne. L'Yonne est limitrophe des départements de l'Aube, de la Côte-d'Or, de la Nièvre, du Loiret et de la Seine-et-Marne. Il est traversé, du sud vers le nord, par la rivière qui lui a donné son nom, l'Yonne, affluent de la Seine, qui la rejoint à Montereau-Fault-Yonne (Seine-et-Marne). Le département de l'Yonne (89) compte environ 341 000 habitants. Auxerre en est la préfecture et la première ville : près de 40 000 habitants dans la commune, 90 000 dans l'agglomération. Le département de l'Yonne couvre notamment les pays de Puisaye et de Forterre.

Le climat de l'Yonne présente une forte amplitude thermique, avec des étés chauds et des hivers froids. Le département connaît quelques microclimats et les contrastes entre l'ouest, l'est, le nord, le sud, et le centre du département sont importants. Ainsi, l'Auxerrois est souvent sec et chaud. À l'inverse, le massif ancien du Morvan au sud connaît une forte pluviométrie et une relative fraîcheur en été.

Dans l'Yonne comme dans le reste de la Bourgogne, la pierre naturelle est une des principales ressources. On en comprendra la diversité à la lecture de la section suivante où la géologie est décrite. Elle a servi à la construction de villages et à l'export dans toute la France avant d'être délaissée pour l'usage de nouveaux matériaux de construction. Aujourd'hui, des carrières d'extraction et d'exploitation de pierre existent encore et continuent de travailler ce matériau traditionnel. On trouve notamment la pierre de l'Yonne, la pierre de Molay au sud d'Auxerre, ou encore la pierre de Massangis. Des artisans perpétuent la tradition du travail de la pierre, et permettent ainsi la restauration de nombreuses bâtisses et bâtiments.

2.2. Géologie de l'Yonne et géomorphologie

L'Yonne se partage entre deux ensembles géologiques très différents en nature et en âge, le Bassin parisien, bassin sédimentaire de l'ère Tertiaire, et le Massif du Morvan, qui appartient à l'ensemble hercynien, reste d'une grande chaîne de montagne de l'ère Primaire (Tricart et Cailleux, 1967) :

- La plus grande partie du département appartient à l'ensemble géologique du Bassin parisien, dont il constitue, au sud-est, l'un des confins. Cette vaste région sédimentaire comprend tout le centre-nord de la France, s'étale jusqu'à la Belgique, au Luxembourg et à l'Allemagne, et vient prendre appui aux limites du Massif armoricain, des Vosges, de l'Ardenne et du Massif central.
- A l'extrême sud du département, le massif ancien du Morvan constitue l'extrémité septentrionale du Massif central, ensemble géologique complexe qui recouvre le centre-sud de la France.

Campé aux limites de ces deux grandes régions naturelles, le département de l'Yonne témoigne par son sous-sol d'une histoire géologique riche et mouvementée. La description suivante est faite de l'ancien vers l'actuel, ce qui correspond dans l'Yonne à un trajet du sud-est au nord-ouest.

Au cours de l'ère Secondaire, les changements climatiques, l'évolution de la flore et de la faune marine, la variation de la profondeur des mers aboutiront à différencier les dépôts sédimentaires mis en place au cours des différents épisodes de transgression marine. La diversité géologique observable aujourd'hui (que les événements de l'ère Tertiaire ont mise à jour) résulte aussi en une grande diversité de sols.

Au Jurassique :

- Sédiments principalement marneux et parfois calcaires du Jurassique inférieur (Lias), qui composent aujourd'hui le sous-sol de la Terre-Plaine, en limite nord des granites du Morvan.
- Calcaires et marnes du Jurassique moyen et supérieur, qui constituent le socle des plateaux au sud-est d'une ligne passant approximativement par Auxerre et Tonnerre. Les plus durs de ces calcaires sont visibles,

3980

entre autres, sur les falaises des flancs de la vallée de la Cure (à l'amont d'Arcy-sur-Cure) et de celle de l'Yonne (à l'amont de Mailly-la-Ville) : dans cette dernière sont visibles des escarpements dont la roche est issue d'un ancien récif corallien, profitant au Rauracien (début du Jurassique supérieur) d'une mer très peu profonde et d'un climat tropical pour prospérer ici. Au-dessus, les marnes calcaires du Kimméridgien sont surmontées par le calcaire du Portlandien (bien connu pour être à l'origine du ciment moderne), à la base duquel elles engendrent une ligne de sources.

Au Crétacé :

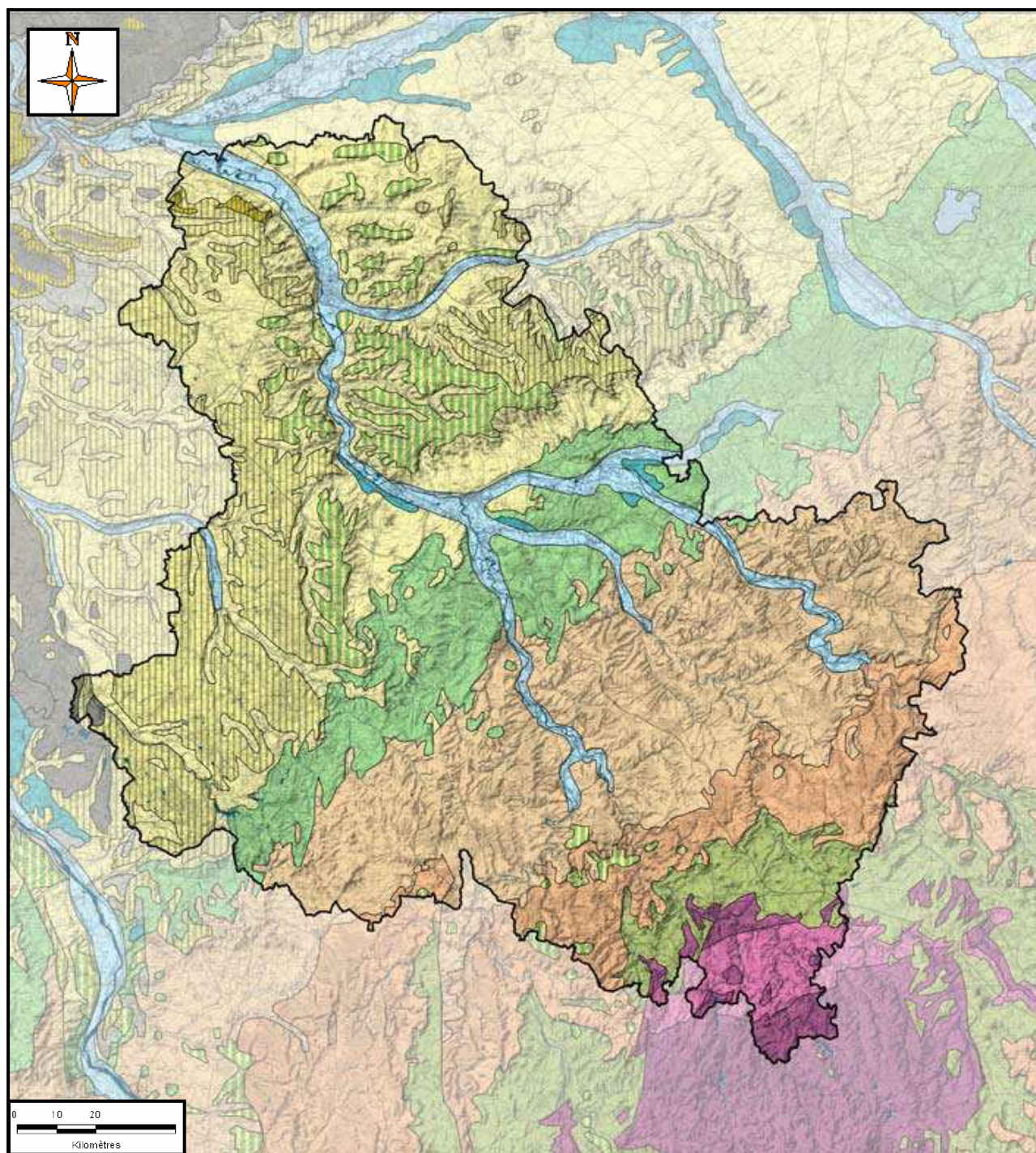
3990

- Sables, argiles et marnes du Crétacé inférieur témoignent d'une période où les terres ont été plus souvent émergées et constituent le sous-sol de la Champagne humide, du sud de Joigny à l'est de Saint-Florentin, ou encore dans les collines bocagères de la Puisaye.
- Au nord, la Craie du Crétacé supérieur forme les soubassements du Gâtinais, du Sénonais et du Pays d'Othe. La craie ou plutôt les craies, puisqu'on y voit des nuances (présence ou non de silex, taux d'argile variable selon les secteurs), se sont mises en place à la même époque et sont de nature similaire à celles qui constituent les falaises d'Étretat, en Normandie.

4000

L'ère Tertiaire voit des dépôts d'argiles, de limons, de graviers et de sables s'opérer sur les plateaux crayeux du crétacé supérieur, particulièrement dans les secteurs du Gâtinais, de la Puisaye occidentale et du plateau d'Othe, conjointement à la dégradation de la craie de surface en argiles à silex. Dans les fonds de vallées et jusqu'à nos jours, les cours d'eau déposent pour leur part les alluvions qu'ils charrient, particulièrement à l'occasion des grandes crues (Derruau, 1998).

Les Figure 11 et Figure 12 montrent la géologie du sous-sol et le relief du département de l'Yonne. Cela permet de distinguer d'emblée trois grandes catégories d'espaces et de paysages : les plateaux, les plaines et collines, et le piémont du Morvan.



Ere Primaire (roches métamorphiques)	Ere Secondaire	Ere Tertiaire	Formations superficielles des vallées
Gneiss et micaschistes	Marnes et calcaires du Jurassique inférieur (ou Lias)	Calcaires Eocène	Alluvions anciennes
Granites	Calcaires et marnes du Jurassique moyen	Formations superficielles hétérogènes Eocène	Alluvions récentes
	Calcaires et marnes du Jurassique supérieur	Calcaires et argiles Oligocène	
	Sables et marnes du Crétacé inférieur	Sables et grès Oligocène	
	Calcaires (craie) du Crétacé supérieur	Formations superficielles hétérogènes Pliocène	

Figure 11. Carte géologique de l'Yonne (BD-BRGM au 1 / 1 000 000)



Figure 12. Carte du relief de l'Yonne (IGN BD-ALTI au 1 / 1 000 000) (Diren, 2008)

Parmi les plateaux de Bourgogne, où se situera le site pilote, sont distingués deux vastes ensembles, l'un au soubassement crayeux au nord, l'autre assis sur des calcaires d'autre nature et sur des marnes au sud. Ces « surfaces perchées », tabulaires ou ondulées, sont profondément entaillées par un système de grandes vallées. Dans la Puisaye se trouvent deux systèmes de plaines d'altitude plus faible relativement aux plateaux. Contrairement à ces derniers, elles ne comportent pas d'entailles et sont au contraire dominées par des fronts de cuesta et des buttes qui s'agrègent localement en systèmes collinaires, dans une partie de la Puisaye et dans le Vézélien.

2.3. Réseau hydrographique

La perméabilité des plateaux calcaires y rend la présence de l'eau rare et éphémère : l'essentiel des eaux de pluie s'y effacent en effet rapidement dans le sous-sol. En surface, cette eau infiltrée dans le sous-sol fait inversement défaut et le réseau hydrographique se simplifie en quelques grandes rivières. Cette caractéristique est particulièrement affirmée sur les plateaux de Bourgogne, très perméables et où le réseau hydrographique de surface se limite essentiellement à l'Yonne, à la Cure, à l'Armançon et au Serein. Ces grandes rivières circulent dans des vallées marquées qui constituent de véritables oasis linéaires, plus vertes et beaucoup plus habitées que les plateaux environnants. Si dans certains secteurs de ces plateaux les petites vallées sont nombreuses, par exemple en Forterre, sur les petits plateaux du Tonnerrois ou encore sur les flancs des quatre vallées principales du secteur, elles sont généralement dépourvues de cours d'eau permanent.

Dans les secteurs calcaires et perméables (plateaux de Bourgogne et Champagne crayeuse), les villages se concentrent essentiellement dans les vallées, particulièrement celles qui bénéficient de la présence d'un cours d'eau permanent ou d'une source significative. Conséquence de cette formation géologique perméable, à l'amont des bassins versants, un habitat sous forme de hameaux s'est développé dans lequel, faute de réseau de collecte, on trouve de nombreux systèmes d'assainissement non collectif qui sollicitent le sol en surface du calcaire pour l'évacuation des eaux usées traitées domestiques.

2.4. Description pédologique de l'Yonne

En utilisant les données géologiques, pédologiques et climatologiques, le paysage rural et l'occupation du sol dans l'Yonne ont été subdivisés en plusieurs petits paysages pédologiques qui incluent (Baize et Voilliot, 1993) :

- Le Morvan (MO) ;
- La Terre-Plaine (TP) ;
- Les Plateaux de Bourgogne (BO) ;
- La Champagne humide (CH) ;
- Les Puisayes (PG, PC et PE) ;
- L'Auxerrois occidental (AO) ;
- La Champagne Jovinienne (CJ) ;
- Le Gâtinais (GA) ;
- Le Plateau d'Othe (OT) ;
- La Champagne Sénonaise (CS) ;
- Les Vallées Principales et les Terrasses (VA, TE).

Les sols des communes où des dispositifs d'ANC ont été visités dans le cadre du projet ANCRES ont les caractéristiques physiques des paysages pédologiques PC, PE, PG, AO, CJ, GA et BO.

2.4.1. Les Puisayes (PC, PE et PG)

Selon les limites de ce paysage pédologique on le divise en trois sous-paysages pédologiques :

- La Puisaye Crétacée (PC) ;
- La Puisaye Eocène (PE) ;
- La Puisaye Gâtinaise (ou de transition) (PG).

2.4.1.1. La Puisaye Crétacée (PC)

Relief vigoureux à proximité de la côte (cuesta) formée par le Cénomanién, assez vallonné partout ailleurs. Les altitudes sont comprises entre 200 m et 300 m.

Les roches sont imperméables avec de nombreuses sources, ruisseaux, ou étangs

obtenus par creusement ou par barrage des rus. L'écoulement est vers le nord, dans les bassins versants de l'Ouanne et du Loing.

Ce paysage est caractérisé par une très grande variabilité des sols (texture, acidité, intensité de l'excès d'eau) liée essentiellement aux successions rapides (faibles épaisseurs) des roches-mères du Crétacé inférieur. Passons-les en revue par étage géologique.

Barrémien inférieur (argile à lumachelle) :

- sols argileux lourds, calcaires.

Barrémien supérieur (sables et argiles panachés) :

4080

- sols uniformément argileux, non calcaires ;
- sols sableux profonds ;
- planosols limoneux en surface, issus d'argiles lourdes ;
- planosols limoneux en surface, issus d'argiles.

Albien :

- sols uniformément argileux, non calcaires ;
- planosols sableux en surface, issus d'argiles sableuses ;
- sols sableux profonds, sains ou humides.

2.4.1.2. La Puisaye Eocène (PE)

4090

Le relief est un plateau régulier, faiblement incliné vers le nord-ouest, qui donne un paysage très plat, aux pentes très faibles sauf à proximité immédiate des petites vallées. Les altitudes croissent de 200 m au nord-ouest jusqu'à plus de 270 m au sud-est.

Le substratum est constitué de craie recouverte par plusieurs mètres d'argiles éocènes et sables du Sparnacien, avec localement des épandages de silex. Les sols sont limoneux en surface, profonds, naturellement acides, hydromorphes car présentent souvent des horizons peu perméables à faible profondeur. On y trouve divers sols :

- sols lessivés dégradés typiques (sans silex), un peu tronqués en rebord de plateau ;

- 4100
- planosols limoneux en surface, très hydromorphes, issus d'argiles lourdes éocènes ;
 - sols limoneux à silex avec apparition d'argile éocène à faible profondeur ;
 - rebords de vallons et de vallées ; silex plus nombreux, argile éocène plus proche de la surface.

2.4.1.3. La Puisaye Gâtinaise (PG)

4110 Le relief est un plateau régulier, parfois un peu vallonné. Les altitudes sont inférieures à 200 m partout sur ce paysage. Le substratum est constitué de craie recouverte par plusieurs mètres d'argiles éocènes avec localement une abondance de silex, décrit comme le complexe RH sur la carte du BRGM. La craie affleure rarement, en flanc de vallée. Le tout est surmonté de dépôts de limons quaternaires. Ces derniers ont été plus ou moins érodés et se localisent de nos jours en position de plateaux ou d'interfluves. On constate le même dispositif qu'en Puisaye Éocène.

Les sols sont :

(i) En position de plateau :

- sols lessivés hydromorphes issus de limons (vers Bléneau) ;
- sols lessivés dégradés typiques.

(ii) En rebord de plateau :

- 4120
- planosols limoneux en surface issus d'argile éocène ;
 - sols développés directement dans les argiles éocènes.

(iii) Sur les versants :

- sol limono-caillouteux (silex) en surface, argileux en profondeur. Avec une assez grande variabilité spatiale.

2.4.2. L'Auxerrois occidental (AO)

Cette petite région naturelle correspond aux affleurements des couches du Crétacé inférieur depuis le Barrémien inférieur jusqu'au premier niveau de craie. En cela, il diffère peu de la Puisaye Crétacée et de la Champagne Humide. Mais c'est

un secteur de faible altitude, bénéficiant d'un climat plus doux et nettement moins pluvieux que tout le reste du département.

4130 Les sols sont très variés et changent rapidement sur le terrain, suite à la succession des roches-mères, comme en Puisaye Crétacée et en Champagne Humide (mêmes couches géologiques). On peut ainsi observer des sols argileux, des sols sableux sains ou humides, plus rarement des sols limoneux en surface et argileux en profondeur.

Une zone de véritables podzols développés sur sables a été détruite par l'installation de l'aérodrome d'Auxerre-Branches.

Cette variabilité se produit dans les zones aux pieds des buttes, puisque :

- en position plane à pente faible, on peut observer des sols développés sur affleurements sableux ou sablo-argileux de l'Albien ;
- 4140 • sur versants en pentes faibles exposés vers l'est ou le nord-est, ce sont des sols issus de formations calcaires redistribuées (FCR) ;
- sur les talus pentus des buttes crayeuses, ce sont des sols argileux, développés à partir des marnes, argiles et argiles sableuses de transition Albien à Cénomanien ;
- enfin, au sommet des buttes crayeuses, on trouve des sols crayeux, en général peu profonds (moins de 40 cm), à nombreux cailloux de craie dure.

2.4.3. La Champagne Jovinienne (CJ)

4150 Cette petite région naturelle correspond exactement aux affleurements des craies du Cénomanien et du Turonien, en l'absence de recouvrement argileux. Elle est bien délimitée entre deux lignes de côtes.

Quatre grands ensembles de sols ont pu y être distingués et servent de base à la définition des paysages pédologiques tels qu'ils figurent sur la carte pédologique de l'Yonne (Baize et Voilliot, 1993) :

- les sols crayeux, plus ou moins épais, de couleur blanche ou gris-clair, limono-argileux, extrêmement calcaires, localisés sur les versants les plus raides exposés à l'ouest ou au sud-ouest ;

- les sols crayeux et argileux, peu profonds, des sommets des plateaux et des buttes formées par la craie dure cénomaniennne ;
- 4160 • Les sols moyennement profonds issus des FCR, de couleur brune à l'état humide, modérément calcaires, en position topographique plane ou sur pentes faibles exposées à l'est ou au nord-est ;
- Des sols profonds (plus d'un mètre), brun ou brun-rougeâtre, résultant de la décarbonatation totale des FCR, limono-argileux en surface, argilo-limoneux puis argileux en profondeur, situés dans les même positions que l'ensemble précédent.

2.4.4. Le Gâtinais (GA)

4170 Cette petite région naturelle correspond à un grand plateau très régulier qui s'étend depuis la vallée du Loing jusqu'à celle de l'Yonne, à cheval sur deux départements.

Les types de sols sont relativement peu variés. Ils ont été regroupés en une douzaine de paysages pédologiques en fonction des roches-mères et de la position dans le paysage. L'existence des premières dépend en effet grandement de cette position (conservation ou ablation par un phénomène d'érosion régressive).

En position de plateaux : sols lessivés plus ou moins hydromorphes développés dans des limons de plateaux et planosols issus d'argiles éocènes. Les sols profonds, non caillouteux, développés dans des limons des plateaux sont majoritaires, surtout dans le secteur nord.

4180 Les sols lessivés les plus hydromorphes sont nettement plus abondants dans la moitié sud du Gâtinais que dans la partie nord. Ceci est en relation avec un climat plus arrosé et avec des substrats géologiques peu perméables plus fréquents.

2.4.5. Les Plateaux de Bourgogne (BO)

Cette région naturelle est la plus grande du département car elle couvre plus de 250 000 hectares, soit plus du tiers de l'Yonne. Elle intéresse 156 communes en totalité et 36 partiellement. Elle est constituée essentiellement de calcaires durs du Jurassique, Portlandien (J9 : dolomies, calcaires et calcaires dolomitiques) et Kimméridgien (J8 : Calcaires noirs), et aussi quelques intercalations de marnes ou de calcaires tendres. En conséquence, elle présente un relief, un fonctionnement

hydrologique, des sols, et un paysage rural, spécifiques des grands plateaux calcaires. Le site pilote est situé sur la commune de Ouanne, non loin de la source de la rivière du même nom, dans un vallon naissant au cœur des plateaux de Bourgogne.

Le relief est une succession de plateaux calcaires qui ne présentent pas le même relief. Cela est dû aux différents faciès des calcaires, à la tectonique (failles), et à l'action plus ou moins intense de l'érosion qui s'est organisée à partir du réseau hydrographique ancien et actuel.

Deux formes de relief particulières aux plateaux calcaires sont à signaler : la doline et le lapiaz (ou pierre percée). Elles correspondent toutes les deux au fonctionnement karstique des plateaux. Les dolines sont des dépressions de quelques décamètres de diamètre et de plusieurs mètres de profondeur qui résultent de l'effondrement de grottes souterraines. Elles sont nombreuses sur les plateaux de l'étage callovien, dans les secteurs de Noyers, de la forêt d'Hervau, de Bois d'Arcy, ou encore d'Etais. Les lapiaz correspondent à des bancs très durs de calcaire très pur qui émergent complètement au-dessus du sol et sont abondamment fendus et perforés (environs de Châtel-Gérard, Forêt de Frétoy). L'altitude est généralement comprise entre 200 m et 350 m.

Les sols de ce paysage pédologique sont variés et les principaux facteurs de cette diversité sont : la nature des roches (marne ou calcaire), la pureté des calcaires, la position topographique et l'action de l'érosion naturelle ou consécutive à la mise en culture. En fonction de ces facteurs, les sols sont très souvent issus de roches-mères particulières : formations de pentes diverses ou formations d'altération non calcaires. Localement, il faut aussi compter avec des alluvions anciennes originaires pour une grande part des régions naturelles situées plus en amont. Les sols sont donc :

- Plus au moins profonds (10 cm à plus de 2 m) ;
- Plus au moins calcaires, calciques, acides ou très acides ;
- Très caillouteux, caillouteux ou sans aucun caillou.

Ces caractères sont susceptibles de changer rapidement sur le terrain en quelques dizaines de mètres : en d'autres termes, on passe très vite d'un type de sol à un autre.

Cependant, les traits communs majoritaires de ces sols sont :

- un manque de profondeur ;
- un manque de réserve utile en eau ;
- un excès de cailloux, calcaires ou siliceux ;
- une pente forte, voire très forte.

Pour ce paysage pédologique, il y a vingt-six types de sols, de BO1 à BO26. Chaque type a des caractères spéciaux en termes d'épaisseur, de variabilité spatiale, de teneur en calcaire et de proportion de cailloux.

2.5. Les colluvions : un milieu complexe

4230 Selon les observations sur le terrain et aussi l'étude des cartes, l'hypothèse est que parmi cette diversité des types des sols dans le paysage pédologique BO, il y aurait des colluvions stabilisées issus des éboulis de pente du J9 déposés sur J8 qui n'ont pas été cartographiés sur la carte pédologique ni sur la carte géologique.

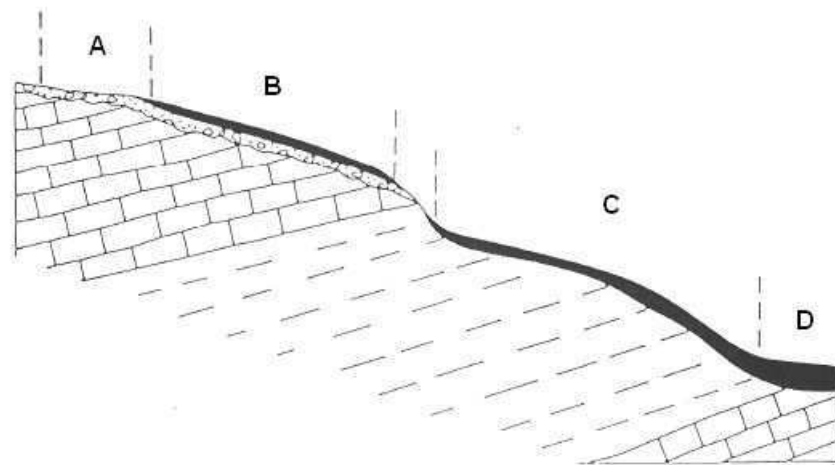
2.5.1. Les colluvions dans la carte pédologique existante

4240 Baize (1988) a étudié l'évolution de la formation des pentes des calcaires du Portlandien (J9) sur les formations du Kimméridgien (J8) pour les dispositifs des vignobles de Chablis, des coteaux de l'Auxerrois, du Tonnerrois et de la zone de vignoble qui bénéficie de l'appellation « Champagne » au sud de l'Aube . Il explique qu'au sein d'une même couche géologique épaisse et homogène, l'état du substrat se modifie également selon qu'on se trouve en position de plateau, en haut de versant (rebord de plateau), en pleine pente ou en bas de versant. Cette évolution a été illustrée par Baize (1988) dans les Figure 13 et Figure 14.

En effet, sur les versants raides des vallées, il s'agit souvent de colluvions. Les formations géologiques glaciaires ont pu être ravinées et glissées sur les pentes. Ces colluvions, qui sont rarement consolidées, forment un manteau potentiellement instable en cas de circulation d'eau importante.

4250 Dans le cadre du projet ANCRES, un site pilote d'assainissement non collectif (ANC) a été choisi pour une étude approfondie sur les fonctions de pédotransfert du sol à l'égard de l'infiltration des eaux usées traitées domestiques. Ce site d'ANC est situé géologiquement (Figure 15) à l'interface du Portlandien (J9) et du Kimméridgien

(J8), dans une vallée naissante de l'affluent d'Usselot à l'amont du bassin versant de l'Ouanne (Figure 16) où il fait partie d'un versant de pente moyenne forte, disons supérieure à 8°.



- A - Sols des hauts de versants sur calcaires portlandiens disloqués
- B - Sols des versants sur F.P. limono caillouteuse
- C - Sols des versants à substrat marneux (marnes du Kimméridgien)
- D - Sols des bas de versants

Figure 13. Toposéquence typique du Chablisien (Yonne). FP : formations de pentes. Les colluvions argilo-caillouteuses (Baize, 1988).

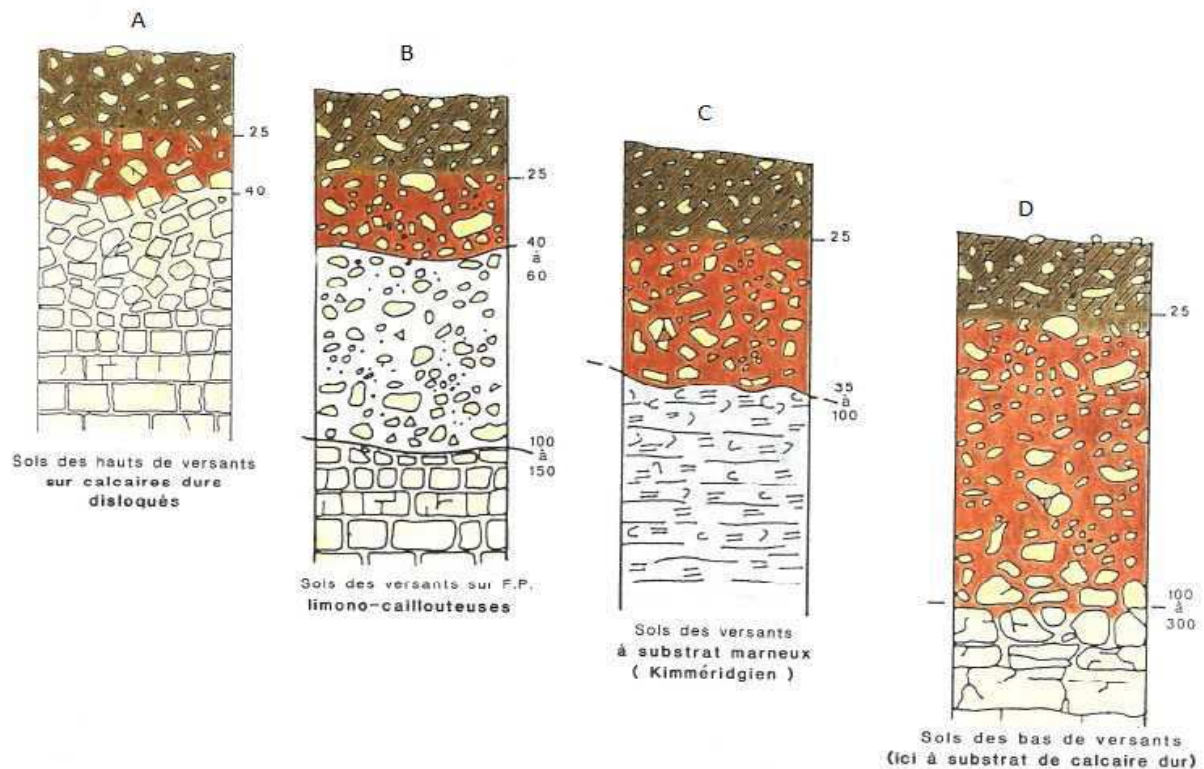
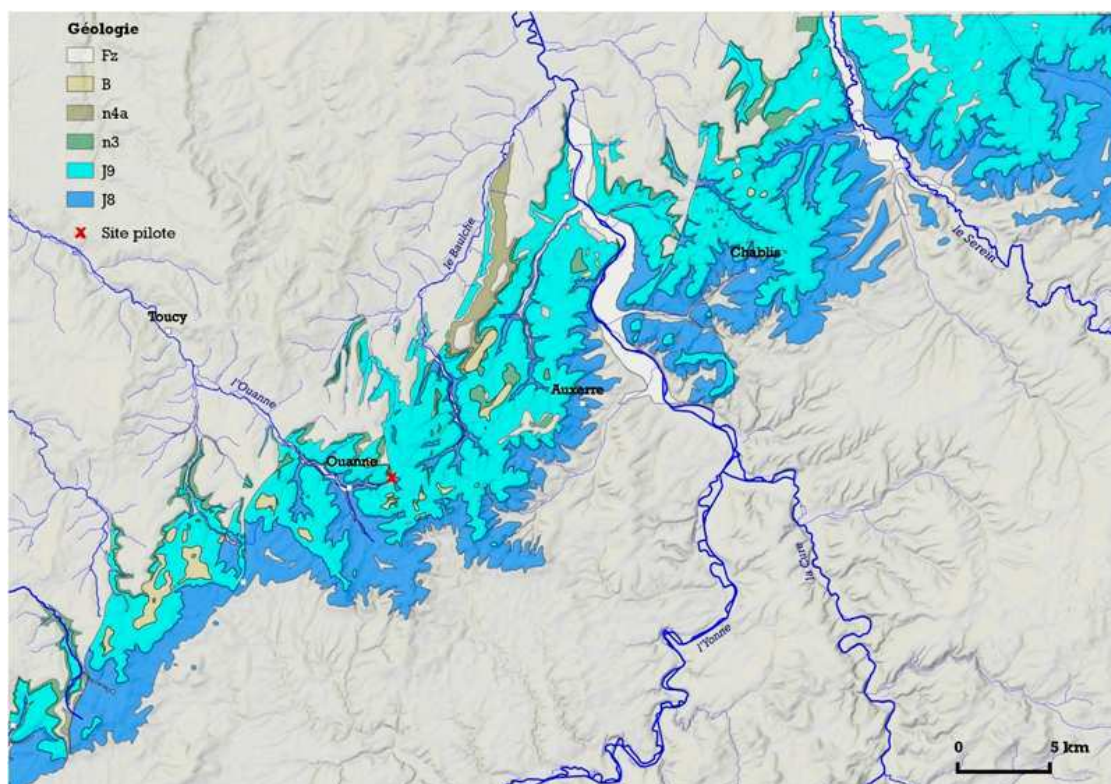


Figure 14. Sols argilo-caillouteux sur formations de pentes (Baize, 1988).



4260 **Figure 15.** Situation géologique de la zone d'étude (à l'est du village de Ouanne, dans la vallée du même nom) dans la zone de transition entre le Jurassique supérieur (J8 et J9) et le Crétacé inférieur (n3 et n4a).

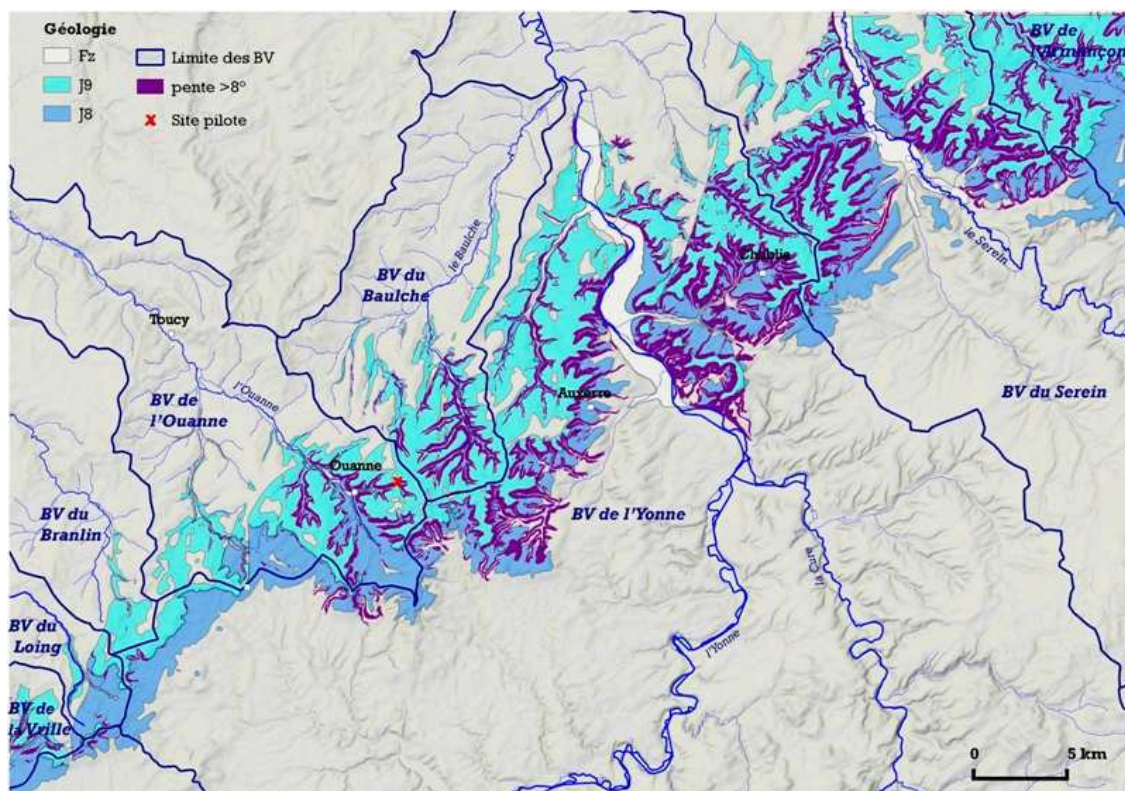


Figure 16. Limite des bassins versants (Ouanne et ru de Baulche). Aspect du relief et distribution des zones de pente $> 8^\circ$ sur J8 et J9. Zone à cheval sur les feuilles géologiques au 1/50 000 de Courson-les-Carières, Auxerre, et Chablis.

La Figure 17 est un extrait de la carte pédologique du département de l'Yonne (Baize et Voilliot, 1993). Selon cette carte, le site pilote est situé à l'interface de deux types de sols 31-BO21 et 32-BO22, c'est-à-dire des couches géologiques supérieures du Kimméridgien (J8) qui représente « des sols directement issus de marnes » et des couches inférieures du Portlandien (J9) formé de « calcaires et de sols de plateau portlandien ».

Un autre type de sol a été identifié sur cette carte : c'est à l'amont du bassin, à l'est du bassin versant du ru de Baulche ; il représente une autre formation des versants du Kimméridgien (J8), c'est-à-dire une formation de pentes argilo-caillouteuse et a reçu le code 30-BO20. Sur la Figure 17, l'amont du ru du Baulche est affecté à ce type de sol.

Le sol rencontré sur le site pilote, au pied d'une pente raide ($> 8^\circ$) en rive droite de la vallée, appartient à la classe des colluvions : il est hétérogène, contient des cailloux mélangés avec une matrice fine (Figure 18), sans stratification. L'existence d'une source et d'un cours d'eau dans le thalweg, juste à quelques dizaines de mètres à l'amont du site pilote, confirme le positionnement géologique correct du site à l'interface J8-J9 et proche d'une des deux sources principales de l'Ouanne.

Certains aspects révèlent une différence du type de sol observé sur le site pilote avec les sols mentionnés sur la carte pédologique. Deux affleurements à proximité du site permettent de décrire cette différence : c'est, d'abord, un talus sur la rive-gauche du cours d'eau, sur le versant opposé au site pilote (Figure 19) et ensuite, plus loin, à l'aval du site pilote, un autre talus en rive-droite (Figure 20). Le premier talus est sur une pente beaucoup moins raide que le versant du site pilote, avec conservation de la stratification d'origine (bancs assez bien visibles quoique très fragmentés et contenant du sol fin entre les blocs encore en place), qui correspond à la description du type de sol BO22. L'autre talus est constitué de cailloux empilés en désordre, mal stratifiés, non fissurés donc manifestement déjà disjoints et déplacés, et ressemble plus au site pilote. Celui-ci correspond au type B des formations mentionnées à la Figure 14. De plus, en montant vers le haut du plateau sur le versant du site pilote, on traverse la pente raide encore boisée, et en haut de la pente on trouve un champ agricole en friche couvert par un sol calcaire portlandien très riche en cailloux blancs du calcaire. Ceux-ci sont d'ailleurs extraits et

amassés en tas sur le champ (Figure 21). Ce qui correspond au type A des formations mentionnées à la Figure 14.

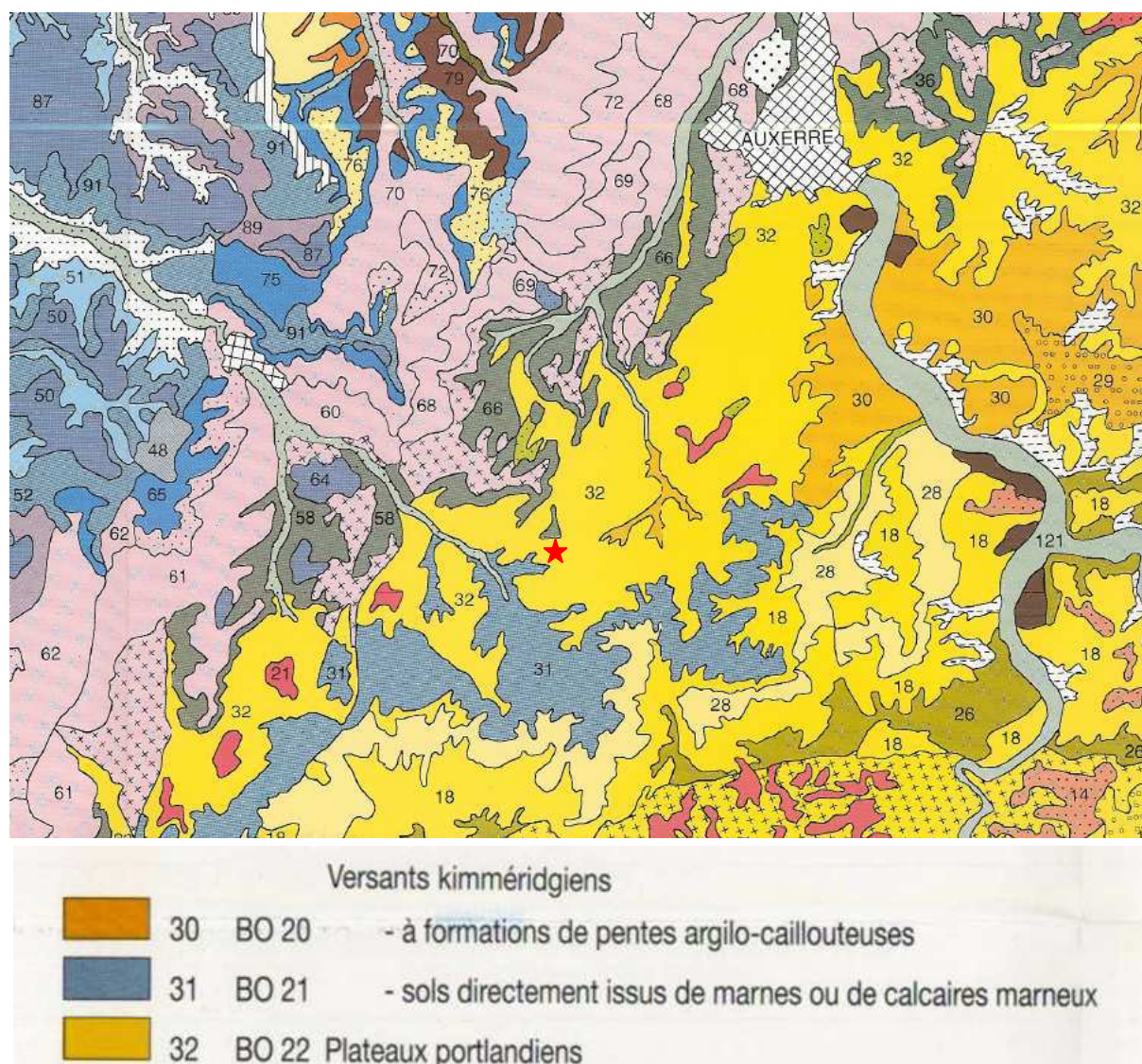


Figure 17. Un extrait de la carte pédologique de l'Yonne (Baize et Voilliot, 1993). L'étoile indique la position du site pilote d'ANC sur la commune de Ouanne.

Donc, on interprète que dans la haute-vallée de l'Ouanne, le sol s'est formé par accumulation de cailloux au bas des pentes dominées par le plateau portlandien (J9), avec formation de matrice fine, limoneuse voire argileuse peu carbonatée, entre les cailloux. Cette formation épaisse de quelques mètres se retrouve généralement épandue sur la formation géologique sous-jacente plus ancienne (J8). De plus, l'activité humaine a marqué le sol dans les vallées habitées dans l'Yonne : terrassements, remblaiements, profilage des talus, ont entraîné la formation de plusieurs mètres de remblais ou sols anthropiques.



Figure 18. Profil du sol du site pilote. Noter le mélange hétérogène des cailloux et du sol fin, sans structure stratifiée.



Figure 19. Profil du talus du versant en face du site pilote, avec des bancs de calcaire stratifiés en bas du talus à gauche et au milieu. La couleur de la matrice fine est différente.

4320



Figure 20. Profil du talus du versant en face du site pilote. Des bancs de calcaire stratifiés et fragmentés (J9).



Figure 21. Champ sur le plateau au-dessus du site pilote. Sol peu épais sur substrat calcaire portlandien (J9).

2.5.2. Méthodologie développée pour cartographier la colluvion

Afin d'identifier ce type de colluvion dans d'autres secteurs du paysage
pédologique des plateaux de Bourgogne (BO), quatre critères ont été choisis : la
4330 topographie, la géologie, l'hydrologie et la couverture végétale (présence de forêt).
Les cartes de ces quatre critères ont été superposées dans un système d'information
géographique. Le logiciel QGIS a été utilisé pour la vectorisation des données
entrées sous format raster. Mais la résolution des données topographiques
disponibles pour cette étude est une cellule de 25 m x 25 m. La pente à l'intérieur de
chaque cellule a été interpolée. Donc, pour les endroits où la pente est forte, cette
interpolation est une approximation grossière qui rend mal compte des maxima
locaux de la pente. Puis, pour deux bassins versants, ceux de l'Ouanne (où se
trouve le site pilote) et du Baulche qui est le bassin voisin, des coupes transversales
ont été tracées sur la carte finale, tout au long du cours d'eau principal de chaque
4340 bassin versant. Pour pouvoir comparer les profils verticaux transversaux, une largeur
standard d'un kilomètre a été choisie, soit 500 m environ (on ne cherche pas la
symétrie parfaite) de part et d'autre du cours d'eau ou de la route départementale qui
le longe. La Figure 22 montre la carte qui synthétise les 4 critères et donne le
positionnement des coupes pour les bassins versants de l'Ouanne et du Baulche. On
constate que la distribution du faciès colluvion n'est pas la simple copie de l'interface
géologique entre J8 et J9 comme on serait tenté de le faire dans un premier temps :
les autres critères jouent donc un rôle discriminant, ce qui justifie le travail effectué
sur les pentes, et cela malgré l'insuffisance de la résolution. Pour chaque coupe
tracée sur la Figure 22, le profil a été généré (Figure 23). La coupe P0 passe par la
4350 station du site pilote (Figure 24). La pente supérieure à 8 % sur la rive-droite du
cours d'eau et la couche de calcaire portlandien J9 portant une forêt sur la partie la
plus raide de la pente sont les principales propriétés physiques de ce profil où l'on a
instrumenté le site pilote d'ANC dans la colluvion de J9.

L'étape suivante qui a été seulement initiée est la vérification des coupes sur le
terrain pour observer les profils. Pour le bassin versant de l'Ouanne, à part la coupe
P0 qui passe au site pilote, un talus à proximité de la coupe P2 a été vérifié (Figure
24). Le talus a été fait par un particulier pour terrasser et construire une maison à
côté de la route. Le propriétaire nous a permis d'observer le talus dans son jardin
(Figure 25). Ceci a permis de voir une bonne épaisseur d'argile grise carbonatée de

4360 J8 (marne), qui est normalement couverte par le type de sol BO21 selon la carte
pédologique. Des cailloux calcaires portlandiens de J9 étaient visibles entre la terre
végétale de faible épaisseur et le J8, qui forment une colluvion de pente. Le
propriétaire nous a également informés que les sols derrière sa maison (ou la pente
est forte) sont très peu cultivés en raison de la faible épaisseur de sol végétal.
Derrière la maison, la pente est boisée avant d'arriver au sommet du plateau. Par
ailleurs, les sols en face de sa maison sur l'autre rive dont la pente est beaucoup
plus faible sont constitués d'une épaisseur beaucoup plus importante de sol végétal
et sont donc beaucoup plus cultivés. La tentative de recherche d'un affleurement
rafraîchi dans la pente derrière la maison pour trouver des colluvions n'a pas abouti.
4370 Cependant, nous avons observé de nombreux blocs de J9 dans un champ au
sommet. Ces blocs sont du calcaire J9 remontés en surface lorsque le champ est
labouré (Figure 21). Tous ces blocs, s'ils n'étaient pas entassés comme on le voit sur
la photo, alimenteraient les colluvions actuelles.

La même méthodologie a été appliquée pour faire des coupes dans le bassin
versant du ru de Baulche (Figure 22) et la coupe P22 a été visitée pour vérifier le
type de sol (Figure 26). Sur la rive gauche du ru, on a trouvé un talus bien dégagé
(Figure 27). Ce talus est situé à Crosle (commune de Coulangeron) sur une pente
raide ($> 8^\circ$) dans un bois. Une couche de colluvion du J9 y est visible au-dessus de
la couche d'argile grise du J8 contenant des bancs de calcaire lumachelle (c'est-à-
4380 dire constitué majoritairement de petits fossiles, coquilles de bivalves). On est à
proximité de l'interface des couches géologiques J8-J9 selon la carte géologique et
comme le confirme la présence de sources dans le hameau. En effet, à une
cinquantaine de mètres en aval de ce site, il y a une source et un lavoir, ce qui est
exactement la même situation que sur le site pilote.

2.5.3. Justification du choix du site pour installer le pilote d'ANC

Dans les sols caillouteux, il est important de se rappeler que la matrice fine
n'est qu'une des fractions du sol et que l'interprétation doit se faire en intégrant la
totalité du sol (la matrice fine et les éléments grossiers supérieurs à 2 mm). La
classification de ce sol caillouteux sera donc faite selon plusieurs critères comme la
4390 teneur en cailloux, les caractéristiques texturales de la matrice fine, et l'humidité
résiduelle qui est un indice de réserve en eau. De ce fait, la caractérisation physique
et hydraulique du type de sol caillouteux présent sur le site pilote (colluvion), qui

contient une quantité non négligeable de matrice fine, sera l'un des objectifs du prochain chapitre.

Parmi cette diversité des sols sur le territoire présenté, pourquoi a-t-on décidé d'implanter le site pilote dans cette colluvion ? Les raisons sont à plusieurs niveaux :

- La complexité physique de ce sol et son absence sur la carte géologique (comme beaucoup de formations superficielles) explique qu'il ait été très peu étudié par les praticiens, agronomes ou géotechniciens, et en font un objet de recherche original et intéressant. Bien que représentant d'un type de sol non identifié sur les cartes, on l'a observé dans les vallons du plateau du Portlandien qui concentrent dans des hameaux la population de cette région. Les résultats de notre étude peuvent être généralisés aux zones de colluvion identifiées par la méthodologie présentée, et au-delà, à tout secteur de colluvion dans d'autres régions de plateaux calcaires.

- Le SPANC (Service Public d'Assainissement Non Collectif) recommande ou accepte une filière non drainée d'ANC dans ce sol seulement parce qu'il est assez perméable pour évacuer les eaux usées traitées (fonction de transfert) mais son aptitude épuratrice par rapport à l'infiltration de ces eaux n'est pas assurée. Donc, une question intéressante à aborder est celle d'évaluer la sollicitation de la matrice du sol pour la rétention de l'eau, et au-delà de la thèse, pour la dégradation de contaminants.

- Techniquement, le site choisi était promis à la construction d'un dispositif d'ANC neuf et non à une simple réhabilitation. De plus, il était conçu en auto-construction, c'est-à-dire que les délais de réalisation étaient entièrement à la volonté du propriétaire, qui a accepté de collaborer au projet. Grâce à cela, on a eu accès au fond de la fouille destinée au dispositif, ce qui nous a permis de tester l'horizon de sol in situ sous le futur massif filtrant. Ainsi, on a pu faire les essais d'infiltration, prélever les échantillons du sol et installer les instruments de prélèvement de l'eau interstitielle du sol et de surveillance hydrodynamique du sol à la profondeur souhaitée.

- La présence d'un puits à l'aval de la parcelle allait permettre de surveiller la variation de la nappe sous le dispositif et de prélever des échantillons de l'eau de nappe pour des analyses chimiques et un essai de traçage.

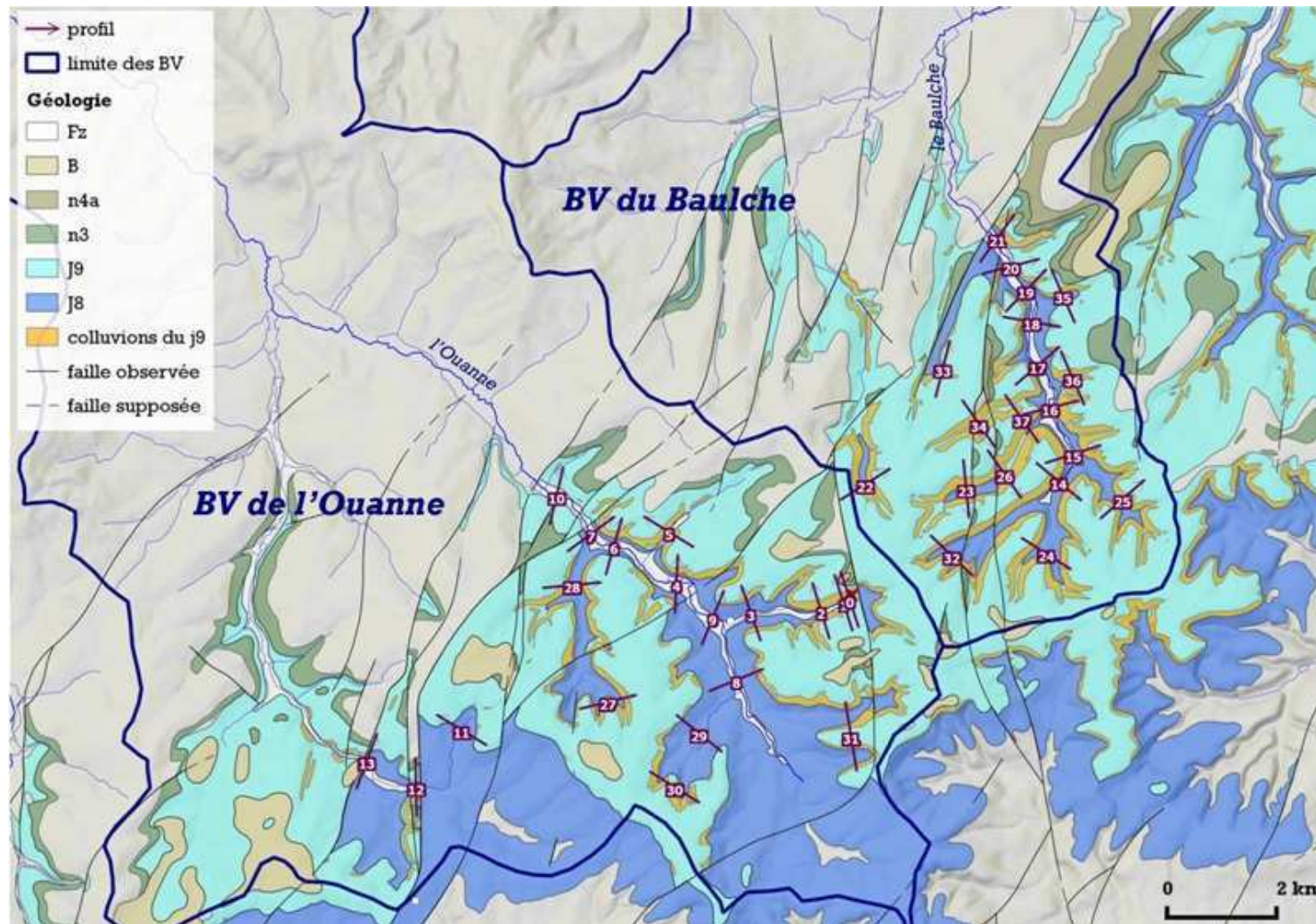
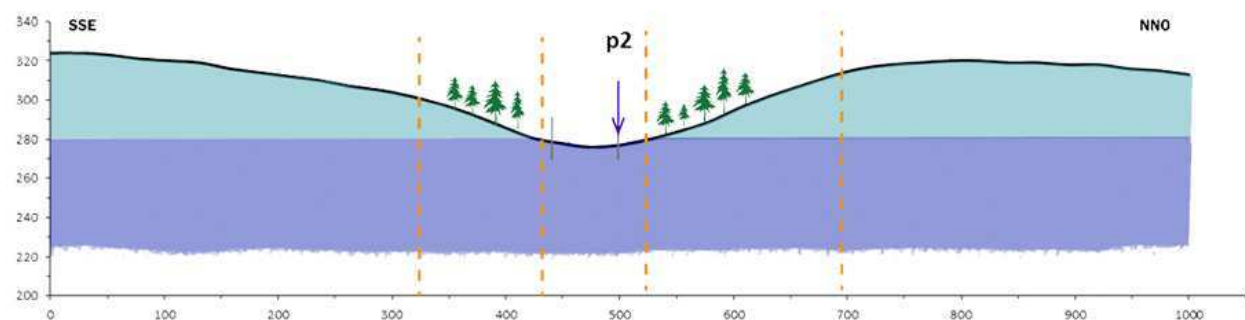
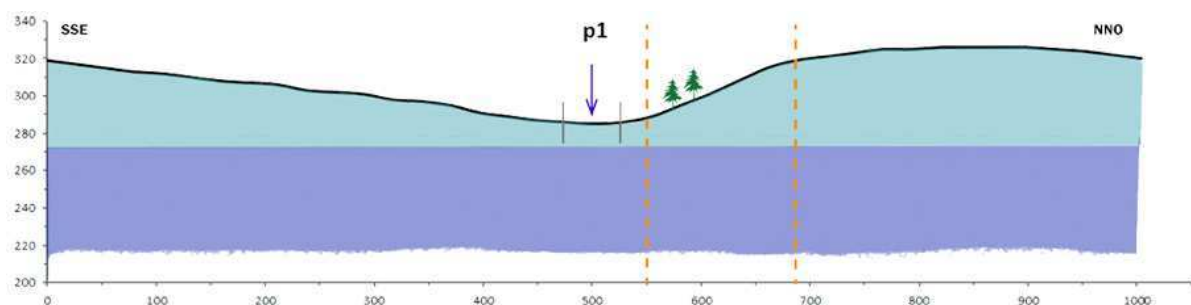
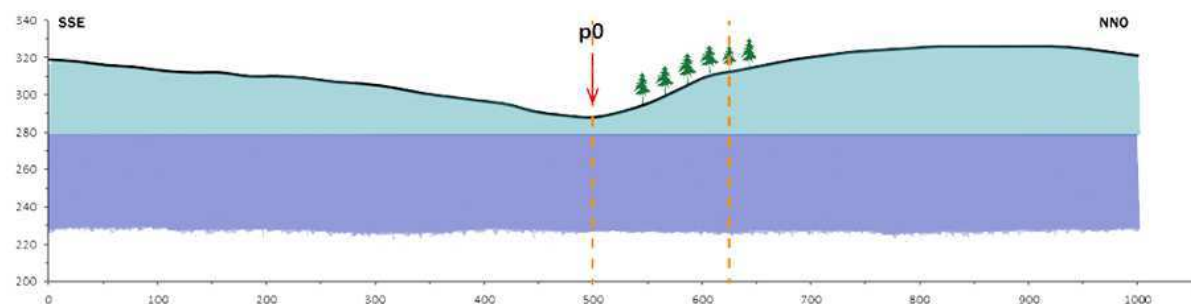


Figure 22. Carte intégrée des critères pour localiser les colluvions sur le bassin versant de l'Ouanne et du ru de Baulche. Les coupes sont tracées en couleur prune. Les aires susceptibles d'être occupées par ces colluvions de J9 correspondent aux pentes supérieures à 8°. Ces valeurs de pente s'ont des moyennes par cellule de 25 m x 25 m.



4430

Figure 23. Contexte immédiat du site pilote (point marqué 0). Superposition de la géologie (même code couleurs que la légende donnée à la figure 22), de l'ortho-photo et des courbes de niveau. On a ajouté les pentes $> 8^\circ$ (4 intervalles) et les aires boisées (en vert kaki superposé aux pentes fortes). La croix noire localise le talus de J9 en place sur le versant opposé au site pilote, illustré par la figure 20. Trois profils sont tracés en rouge, qui sont indiqués aussi sur la figure 22.



Légende /symbologie



site pilote



cours d'eau



route principale/
secondaire



zone de pente > 8°



zone de dépôts d'alluvions



zone forestière



j9 - calcaire du Barrois



j8 - calcaire et marnes

Figure 24. Profils des coupes transversales de la carte des critères : P0 au site pilote, P1 un peu en aval, et P2 à quelques centaines de mètres en aval du site pilote. Ces profils sont situés sur les figures 22 et 23. Les traits discontinus en orange indiquent sur chaque versant l'intervalle dans lequel les colluvions sont susceptibles d'exister.

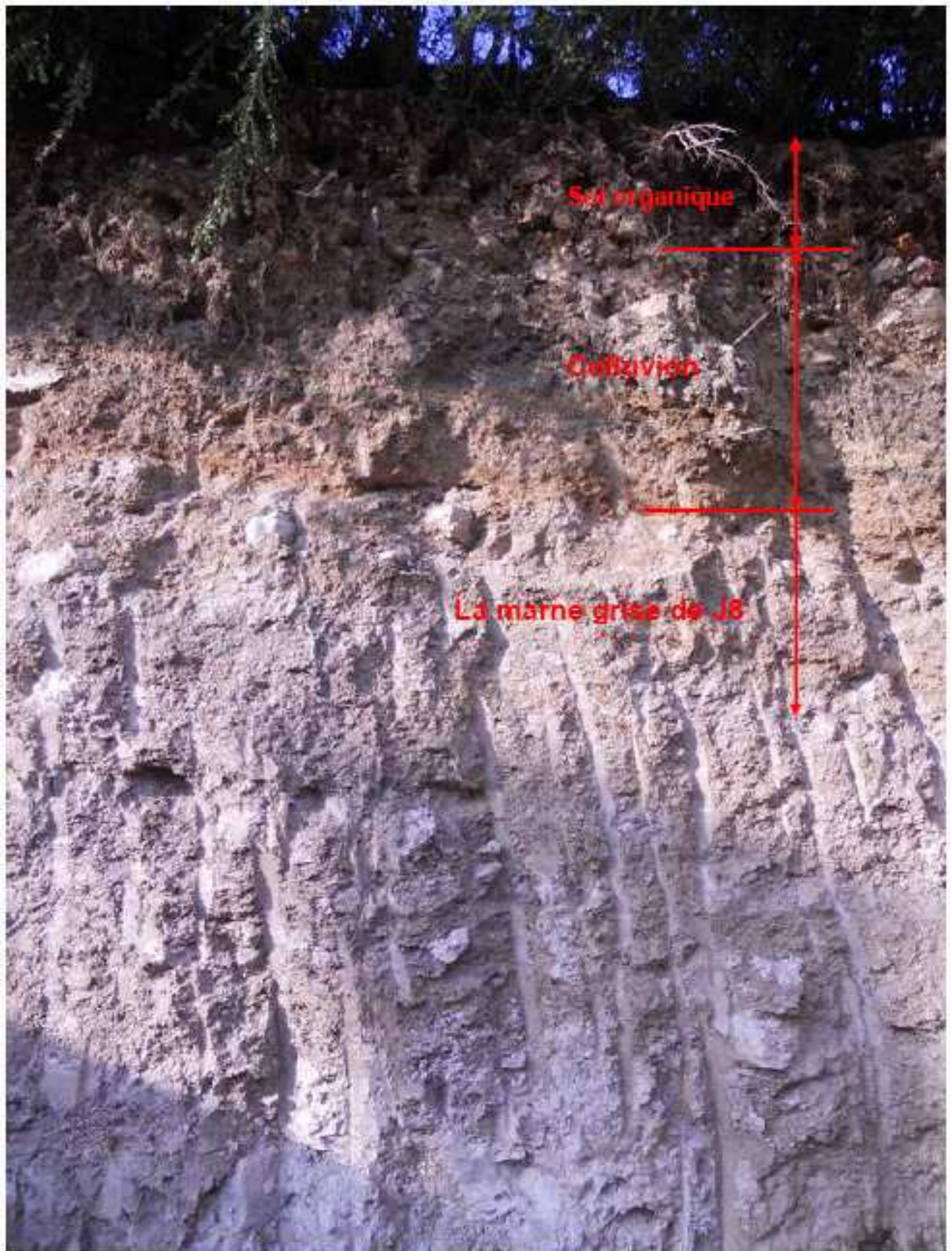


Figure 25. Talus observé sur un site en rive droite de l'Ouanne, à la coupe P2. La marne grise de J8 est surmontée par une colluvion à matrice brune à fauve.

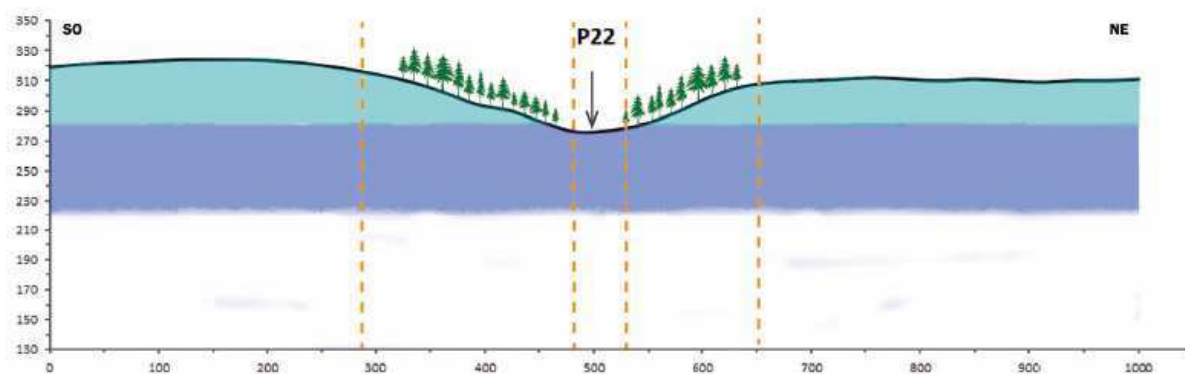


Figure 26. Profil de la coupe transversale P22 de la carte des critères à travers le ru de Baulche, au niveau du hameau de Crosle.



Figure 27. Le talus à Crosle (commune de Coulangeron). Le sol organique s'est formé sur la couche de colluvion issue du J9 et déposée sur l'argile grise du J8 (bien exprimée par la stagnation de l'eau et les ornières au premier plan) à bancs de lumachelle (encore visible à gauche du tas argileux gris).

4450

2.6. Conclusion du chapitre 2

Le territoire d'étude offre une grande diversité de sols et on a d'abord procédé à un échantillonnage rapide permettant la caractérisation physique, après sélection des paramètres réunissant les qualités d'un bon indicateur pour la gestion de l'ANC sur un territoire de ces sols au laboratoire. Les résultats de cette caractérisation physique sont présentés à la section 4.2. Le choix du site pilote d'ANC sur des critères à la fois techniques et géo-pédologiques offre une opportunité pour faire une étude approfondie sur les caractéristiques et le comportement d'un sol hétérogène peu connu car sans intérêt agricole, et non cartographié par le BRGM. Il n'est pas rare pour autant, et se trouve couramment dans les secteurs habités du territoire d'étude, à habitat dispersé donc sans réseau d'assainissement. Le site, et le sol, est décrit dans son cadre naturel (roches, sols, eaux, paysages) et s'ajoutant aux connaissances disponibles, une plus-value est apportée sous forme d'une méthode de cartographie de vraisemblance de ce type de sol, sur des critères géomorphologiques. Sa représentativité et sa pertinence à l'égard de l'ANC étant ainsi démontrées, on va pouvoir entrer dans une étude approfondie sur ce type de sol hétérogène.

Chapitre 3. Démarche expérimentale : caractérisation hydraulique et physique

Dans ce chapitre, on présente la conception et la réalisation d'un site pilote pour l'étude des fonctions du sol, incluant l'installation du dispositif de surveillance hydrique (tensiométrie, teneur en eau, piézométrie) et de prélèvement d'eau interstitielle du sol, la mesure in situ de la conductivité hydraulique à saturation du sol par le perméamètre de Guelph, les techniques de caractérisation pédologique et géotechnique des échantillons de sols, ainsi que la détermination in situ de la masse volumique (densité) apparente d'un sol hétérogène.

A partir d'août 2011 on a commencé la conception d'un site pilote pour évaluer les fonctions du sol à l'égard de l'infiltration des eaux usées traitées et pour surveiller les processus hydriques du sol sous le massif filtrant d'un ANC. Selon des critères scientifiques et techniques, et des contraintes locales, on a choisi un site sur la commune d'Ouane, non loin de la source de la rivière du même nom. Dans le cas d'un dispositif d'ANC, un écoulement vertical de l'eau est généralement envisagé pour évacuer les eaux usées traitées. Mais comme l'utilisation de l'eau à la maison est irrégulière, cet écoulement n'a pas lieu en régime permanent. Donc la modalité du transport de l'eau correspond à un régime hydrodynamique non saturé particulier, intermittent ou cyclique. L'instrumentation a été choisie en fonction de cette particularité. La conception et l'achat des matériels ont pris 4 mois.

Avant d'implanter les dispositifs, une quinzaine d'échantillons du sol ont été prélevés au fond de la fouille et 15 essais d'infiltration ont été faits au moyen de l'appareil Guelph. L'implantation des dispositifs a été déclenchée le 20 décembre 2011. Une vingtaine de plaques poreuses, 12 tensiomètres et 5 sondes de profil d'humidité du sol ont été installés au fond de la fouille creusée pour l'assainissement sur cette parcelle : la construction de ce site expérimental, en raison notamment de conditions météorologiques difficiles, s'est étalée pendant 2 mois.

L'objectif scientifique de la thèse nécessite d'abord de caractériser les propriétés physiques et hydriques du sol hétérogène étudié (colluvion sur le site pilote) comme milieu récepteur des eaux usées traitées. Considérant que la surface qui est en pratique soumise à la charge d'infiltration des eaux usées est de 7,5 m² sur la superficie totale du MF (25 m²) et que la distance entre les tuyaux d'épandage

est de 1 m, une surface de 15 m² (deux fois plus que la surface influencée) avec un maillage de 1×1 m a été choisie pour prélever des échantillons du sol et faire des essais de perméabilité. On fait une mesure de la conductivité hydraulique Ks du sol par l'appareil Guelph dans chaque m² sur les 15 m² de la surface d'échantillonnage de fouille à une profondeur de 120 cm. Au total, on a donc fait 15 essais de perméamétrie. De plus on a récupéré 15 échantillons du sol accompagnant chaque essai de Guelph. On a déterminé les paramètres de la texture, la teneur en eau résiduelle, la teneur en matière organique et la surface spécifique du sol au laboratoire. On a utilisé le microscope électronique à balayage (MEB) à vide complet pour identifier les particules très fines du sol (type d'argile) et aussi la fissuration.

3.1. Conception et réalisation d'un site pilote pour l'étude des fonctions du sol en assainissement non collectif

L'objectif du projet ANCRES (Assainissement non Collectif ; Rétention et Épurations par des Sols) était d'élaborer un indice intégré pour gérer le potentiel d'épuration complémentaire et d'évacuation des sols soumis à l'infiltration d'eaux usées domestiques traitées en assainissement non collectif (ANC). Dans cette thèse, nous n'étudions pas l'impact de l'ANC sur le sol et ses fonctions mais nous évaluons le potentiel de ses fonctions pour l'ANC. Afin d'évaluer :

- les fonctions du sol (transfert / rétention, et épuration),
- le comportement hydrodynamique et piézométrique du sol,
- l'existence d'un écoulement préférentiel dans le sol sous-jacent à l'ANC,

Plus précisément, on va étudier la possibilité d'existence de l'écoulement préférentiel dans le sol sous le massif filtrant du sable et son impact sur les fonctions du sol.

Une série de capteurs de surveillance continue a été installée sur un site pilote d'ANC dans l'Yonne.

3.1.1. Description du site d'implantation du dispositif d'ANC dédié

Le dispositif instrumenté illustre la filière du massif filtrant de sable non drainé (Filtre à sable vertical non drainé). Il se situe dans le hameau d'Usselot (commune d'Ouagne) dans le département de l'Yonne en France (03°26'28.3" E, 47°39'52.8" N) (Figure 28). Ce site d'ANC qu'on appellera « site pilote » est chez un particulier qui habite en permanence dans cette maison (la parcelle numéro 360 sur le cadastre)

(Figure 29). La maison est dans une vallée au croisement de la route D950 et d'une rue qui dessert le hameau, la rue de la vigne brûlée. Au bord de cette petite route il y a un cours d'eau qui sort d'une source à l'amont et il ruisselle vers le sud-ouest pour rejoindre la rivière Ouanne qui est un affluent de la rivière Yonne. Le dispositif d'ANC se situe dans la cour devant la maison et à l'aval du site, il y a un puits. Au dessous de la maison il y a une cave dont l'entrée est accessible par la cour. La région est géologiquement une partie des plateaux de Bourgogne. Ces plateaux sont composés de deux vastes ensembles, l'un au soubassement crayeux, l'autre assis sur des calcaires d'autre nature et sur des marnes du Jurassique supérieur. En termes de lithologie, le site pilote est dans une couche de colluvions des calcaires et calcaires dolomitiques du Portlandien (J9) superposé sur les calcaires marneux du Kimméridgien (J8) (Figure 30).

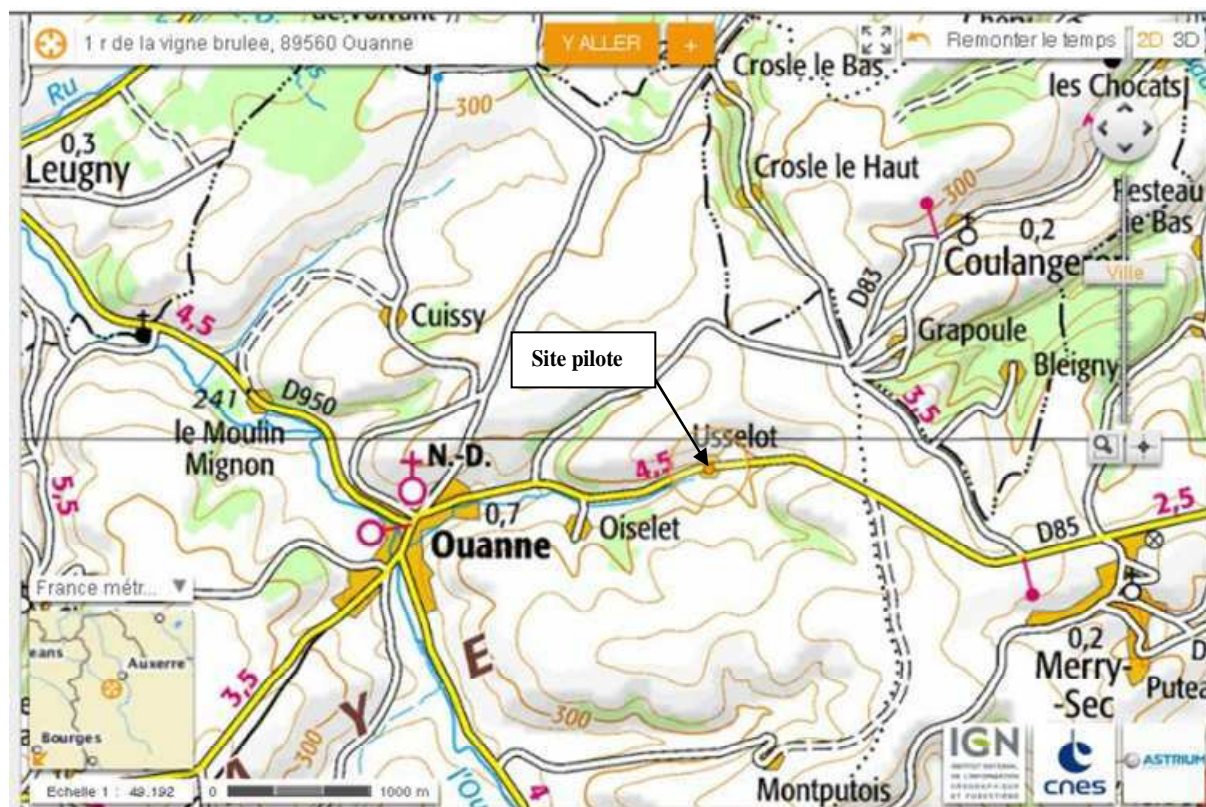


Figure 28. Situation géographique du site pilote

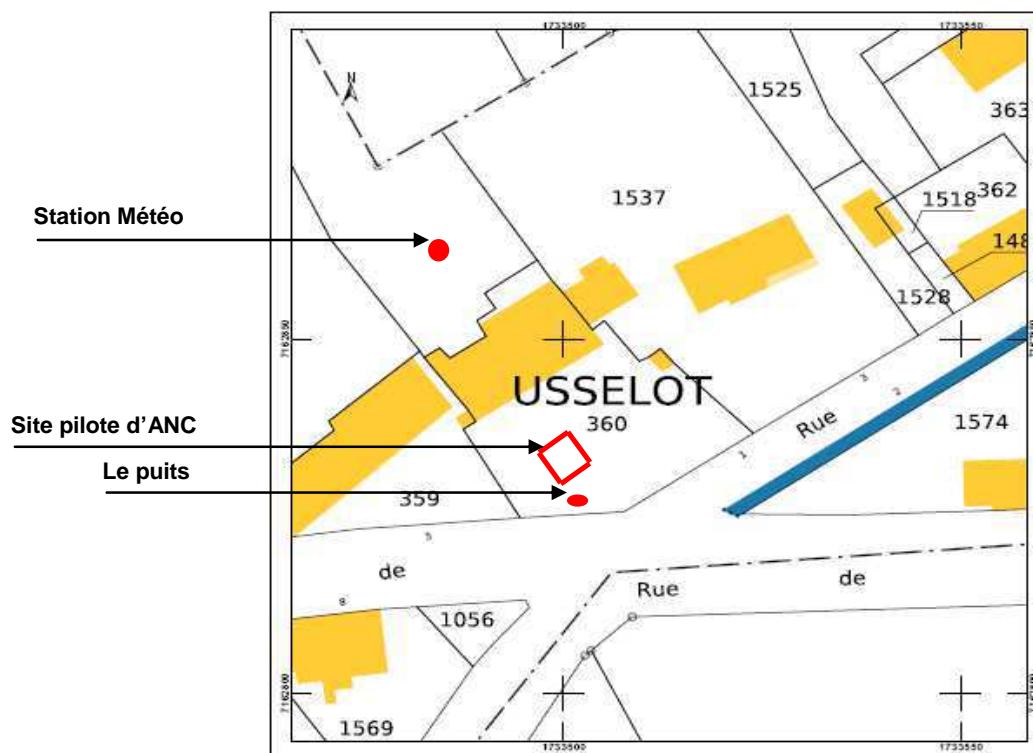


Figure 29. Position du site pilote à Usselot (parcelle cadastrale n°360)

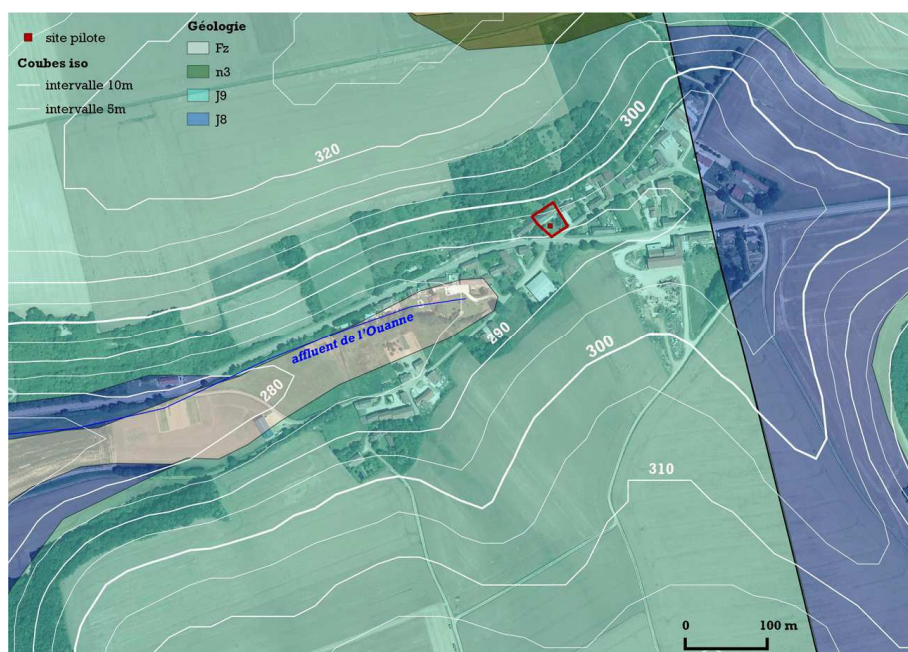


Figure 30. Carte géologique (données BRGM) du secteur de Ouanne où est situé le site pilote.

3.1.2. Matériels et méthode

4560 Afin d'installer les différents capteurs dans le sol, sous le sable du massif filtrant, on a recherché un particulier qui en était à une phase préliminaire de son

projet, avant l'excavation de la fouille. L'accessibilité au fond de cette fouille nous a permis de réaliser les trois actions principales de la thèse :

- caractériser la variabilité (texture, conductivité hydraulique) initiale du sol en place à la profondeur projetée de l'évacuation par infiltration des eaux usées traitées ;
- caractériser l'évolution hydrodynamique du sol dans le massif de sable et dans le sol sous-jacent au cours du fonctionnement du dispositif et suivant les variations du régime météorologique sur une année ;
- caractériser les eaux usées traitées par le sable d'emprunt et affinées par une couche de 40 cm de sol en place au cours du fonctionnement du dispositif.

Présentons l'instrumentation consacrée à chacun de ces trois objectifs.

3.1.2.1. Essais in situ dans la fouille

Le sol, et la matrice du sol elle-même, est hétérogène et anisotrope et il n'est pas facile de formuler une méthode générale qui puisse répondre aux exigences de représentativité de l'échantillonnage du sol.

Il est important de comprendre qu'un « échantillon représentatif d'un site » n'est pas nécessairement un « échantillon représentatif » au sens statistique. Un échantillonnage représentatif de la distribution statistique des paramètres ou éléments cibles est parfois souhaitée, mais pas systématiquement nécessaire. Un échantillon, ou un groupe d'échantillons prélevés sur un site, doit surtout refléter les conditions du lieu et les conditions imposées par les techniques ou tests à mettre en œuvre conformément aux objectifs de l'étude. Par exemple, des échantillons du sol peuvent être recueillis à des endroits choisis parce qu'il y a des preuves d'infiltration : infiltration des eaux usées sur une surface, recherche des fuites d'hydrocarbures ou autres rejets dans certaines zones du site. Ce sont des exemples de collecte de l'échantillon « au jugement », où des zones spécifiques sont sélectionnées sur un critère. Le critère peut être visuel, comme dans les exemples ci-dessus, ou il peut être lié à l'utilisation historique du site, ou toute autre information qui intéresse l'échantillonneur. Bien que les échantillons au jugement ne soient pas nécessairement des échantillons représentatifs au sens statistique, dans la mesure

où ils représentent les niveaux de présence et l'objectif ciblé pour l'ensemble du site, ils sont toujours représentatifs de cette sous-partie du site à l'étude.

Il existe plusieurs approches pour la collecte des échantillons de sol représentatifs au sens du jugement : aléatoire, grille systématique, grille stratifiée, systématique hasard, et l'échantillonnage le long d'une coupe. Dans cette étude, l'approche par grille systématique a été employée. La dimension des mailles est un élément important dans l'élaboration d'un plan d'échantillonnage systématique. Cette dimension est souvent établie à partir de l'expérience du spécialiste, selon la

4600 précision désirée.

L'infiltration des eaux usées dans le massif filtrant s'effectue en pratique essentiellement sur le premier tiers de la superficie du massif filtrant, Etant donné cette surface active et l'espacement de 1 m entre les tuyaux d'épandage, étant donné aussi le temps nécessaire pour effectuer les essais de détermination de la texture du sol au laboratoire, on a choisi une surface de 15 m² avec un maillage de 1×1 m pour prélever des échantillons du sol et faire des essais de perméabilité (Figure 31). On suit en cela la suggestion de Russo *et al.*, (1997) qui, dans l'étude de la variabilité de la conductivité hydraulique, ont utilisé des mailles de 1×1 m pour mesurer ce paramètre par l'appareil Guelph.

4610 D'abord, après l'excavation et avant de remplir la fouille avec du sable filtrant, le fond de l'excavation (à 120 cm de profondeur) a été quadrillé en 25 mailles carrées de 1 m². Puis, 15 échantillons du sol ont été prélevés sur les 15 premiers m² de l'excavation (1 échantillon de 10 kg pour chaque m²). En même temps, au milieu de chaque m², un essai de perméabilité a été réalisé avec un appareil Guelph, afin de mesurer la conductivité hydraulique à saturation locale du sol.

3.1.2.2. Installation des dispositifs de surveillance hydrique

Afin d'étudier l'infiltration des eaux usées traitées et de l'eau de pluie, le fond de l'excavation a été partagé aux deux parties. Une partie à droite est à 120 cm de profondeur (à l'interface du massif de sable et du sol en place) et l'autre à gauche

4620 où, sur une surface de 2 m², on a sur-excavé le fond de fouille sur 40 cm d'épaisseur pour installer certains capteurs à 160 cm de profondeur. Au fond de la fouille, les capteurs sont composés de 12 tensiomètres électroniques (5 implantés à 120 cm, et 7 implantés à 160 cm). De plus, sur une partie de la hauteur de fouille, 5 sondes

donnent des profils de teneur en eau : chaque sonde de profil mesure au cours du temps la teneur en eau volumique du sol à 70, 80, 90, 100, 120 et 160 cm de profondeur.

De plus, pour étudier la fonction d'épuration (chimique et biologique) du sol, 25 plaques poreuses (un groupe de 10 plaques à 120 cm de profondeur et un groupe de 15 plaques à 160 cm) ont été implantées dans la fouille afin d'aspirer l'eau du sol par des tubes en téflon à l'aide de deux pompes à vide jusqu'à deux flacons pour prélever indépendamment aux deux profondeurs. Les tubes provenant de chaque groupe ont été regroupés par un connecteur en plastique. Le premier connecteur a donc 10 entrées et une sortie, et le deuxième a 15 entrées et une sortie. Les deux connecteurs et les 17 câbles ont été placés dans un regard enterré proche de la surface du sol à l'angle A/B de la parcelle (Figure 32, Figure 33 et Figure 34) d'assainissement. La Figure 33 montre les travaux d'installation des instruments sur le site pilote en décembre 2011. La Figure 33A illustre la mise en place dans la fouille d'assainissement, et l'emplacement d'une plaque poreuse. La Figure 33B montre la totalité des dispositifs après achèvement du dispositif d'ANC.

Les plaques poreuses, les tensiomètres et les sondes de profil de teneur en eau ont été implantés au fond de la fouille selon une carte déjà préparée avec des intervalles bien précisés (Figure 34). Pour illustrer l'ensemble de l'installation et mieux comprendre le positionnement des instruments de mesure dans la fouille, on a fait deux coupes : une coupe transversale (A-A') et une longitudinale (B-B') (Figure 35 et Figure 36).

Ensuite, les 17 câbles et les deux tubes en téflon sortant des deux connecteurs ont été protégés dans une gaine électrique de grand diamètre qui a été conduite dans une tranchée jusqu'à la cave. Dans la cave sous la maison, les fils de chaque câble ont été branchés sur les bornes d'une centrale d'acquisition des données, et les deux tubes en téflon ont été connectés à deux flacons par l'intermédiaire de deux pompes à vide, pour les échantillons de l'eau du sol. Les flacons, les pompes et les branchements d'électricité pour chaque capteur ont été libellés avec un code-couleurs. Dans la cave, la centrale a été installée sur le mur, les transformateurs et les multiprises ont été rangés sur une table, et les pompes et les flacons ont été mis dans deux boîtes séparées.

Après avoir fini toute l'installation, la partie sur-creusée à gauche de la fouille à été remplie avec le même sol qui en avait été extrait, bien sûr un peu remanié, mais pas déstructuré. Ensuite le projet d'installation du dispositif d'ANC du type massif filtrant non drainé a continué par le propriétaire en auto-construction et selon le DTU

4660 64.1, c'est-à-dire la mise en place successivement de :

- une couche de sable normalisé sur 70 cm d'épaisseur,
- puis une couche de gravier de 20 cm supportant les tuyaux d'épandage des eaux usées (prétraitées par la fosse septique) de la maison,
- la boîte de répartition des tuyaux d'épandage et raccordement avec une fosse septique à l'amont de la parcelle,
- la boîte de bouclage des tuyaux d'épandage,
- puis protection par un géotextile suivi du remplissage par du concassé calcaire pour rattraper le profil de la pente superficielle,
- enfin, une couche plus au moins homogène de terre végétale (30 cm).

4670 Par ailleurs, un capteur de pression de la nappe phréatique libre a été installé dans un puits à l'aval immédiat de la parcelle pour enregistrer la variation du niveau de la nappe (Figure 31). Ce dispositif à été complété par une station météorologique implantée à proximité de la parcelle, à l'écart de la maison (Figure 29).

En prenant cette méthodologie de conception et réalisation, le suivi par les capteurs a été enregistré pendant une année environ en 2012-2013 et a permis d'étudier le fonctionnement hydrodynamique du système *massif filtrant + sol*. En parallèle de la thèse, l'analyse des échantillons d'eau interstitielle acquis par les plaques poreuses installées aux deux profondeurs a permis à une autre équipe du projet d'étudier le fonctionnement épuratoire du système *massif filtrant + sol*.

4680

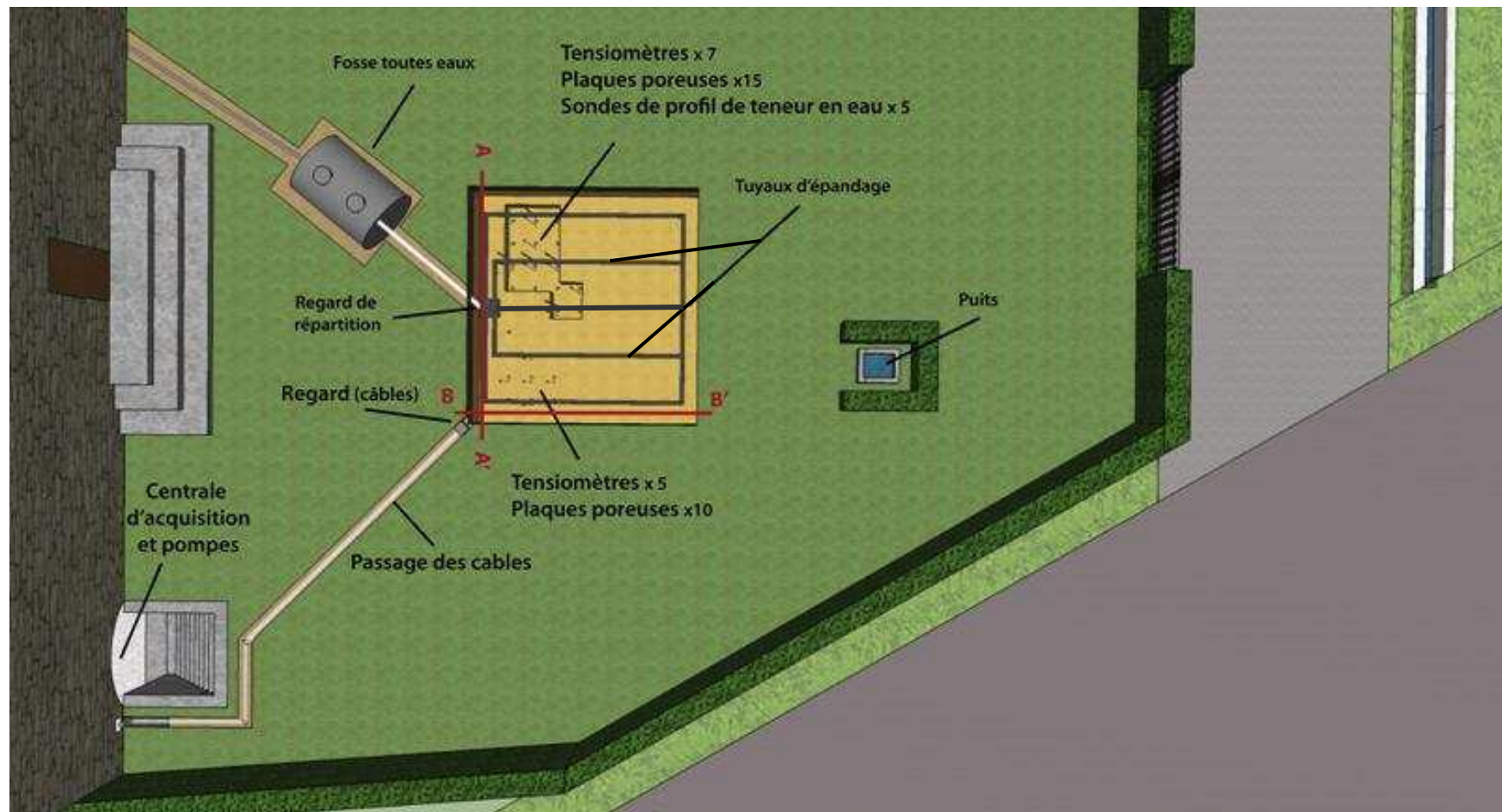


Figure 31. Vue d'ensemble de la parcelle, du dispositif d'ANC et des instruments, sur le site pilote

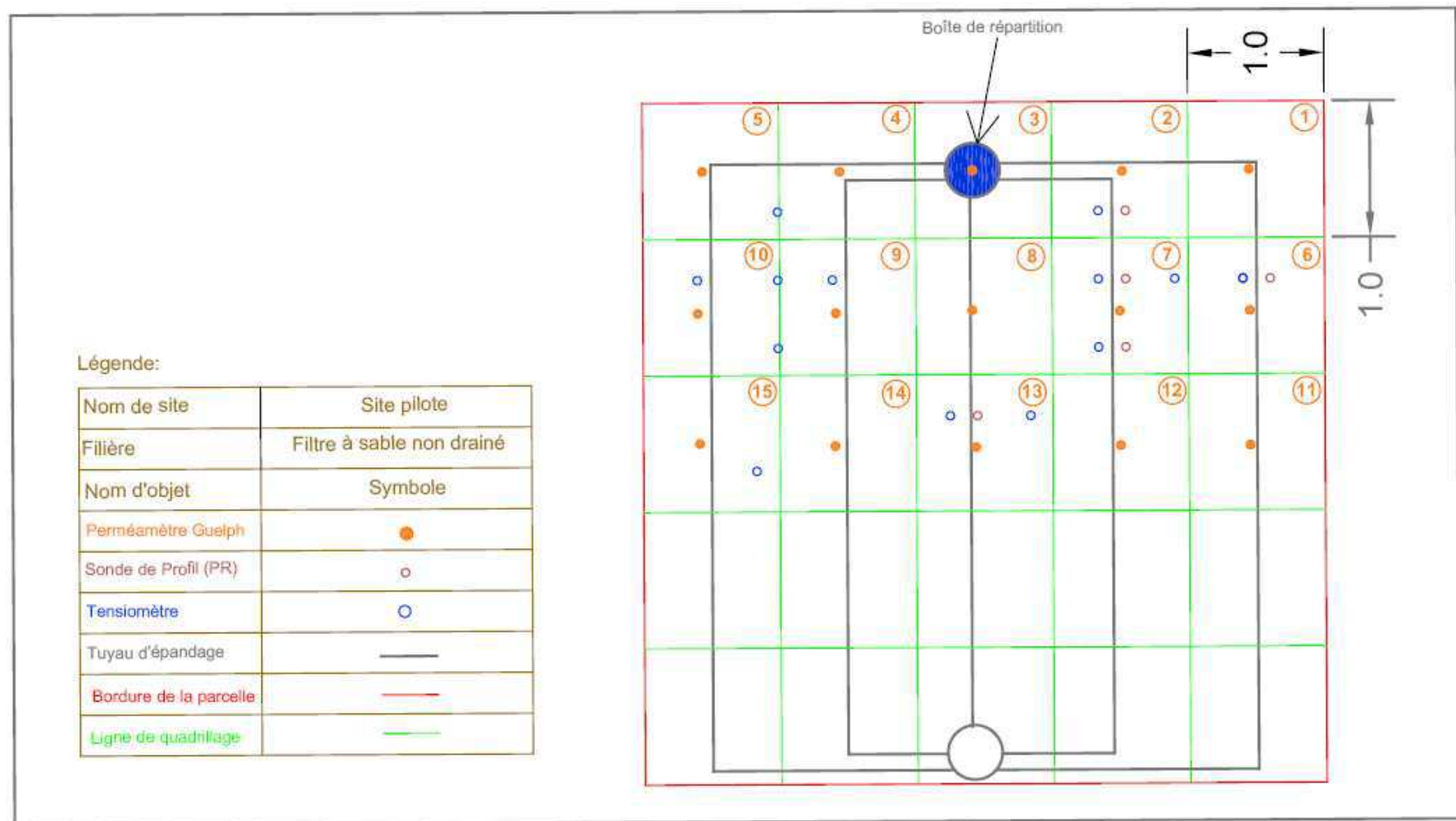


Figure 32. Le plan du quadrillage des prélèvements de sol et des essais d'infiltration, et l'emplacement des capteurs au fond de la fouille du site pilote.



A-1



A-2

4690



B

Figure 33. A-1. Etat de l'instrumentation le 20 décembre 2011. A-2. Installation d'une plaque poreuse. B. Etat de l'instrumentation le 20 janvier 2012 : 1. Le sable de granulométrie normalisée. 2. Le collecteur des tubes connectés aux plaques poreuses déjà enfouies. 3. Une canne de tensiomètre. 4. Un tube de réservation pour une sonde de teneur en eau. 5. Un tuyau d'épandage des eaux usées prétraitées. 6. La boîte de répartition. 7. Le regard pour regrouper les tubes en téflon et les câbles. 8. Le départ de la tranchée d'amenée des tubes et des câbles vers les pompes et la centrale d'acquisition dans la cave.

4700

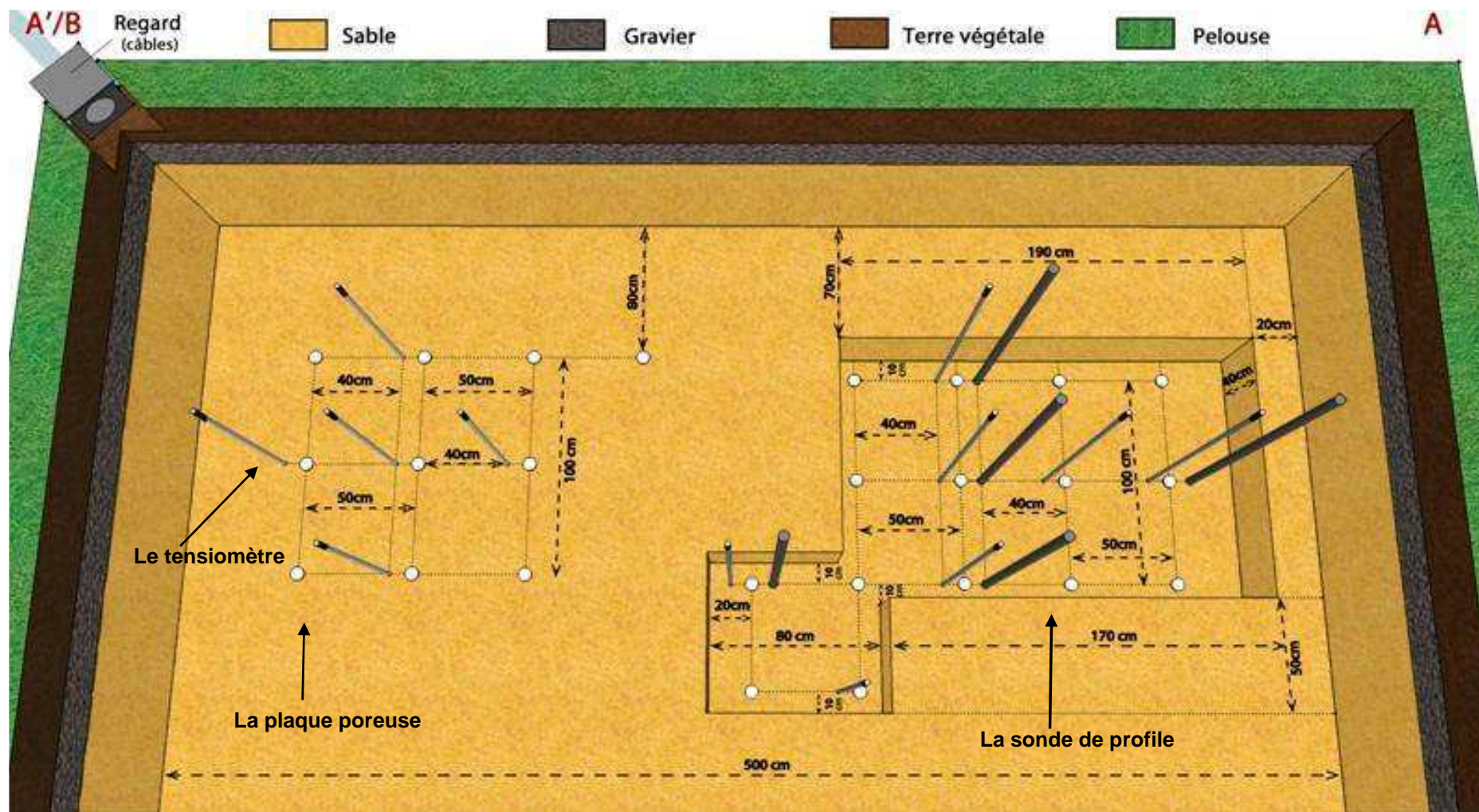


Figure 34. Plan d'installation des capteurs au fond de la fouille du futur massif filtrant

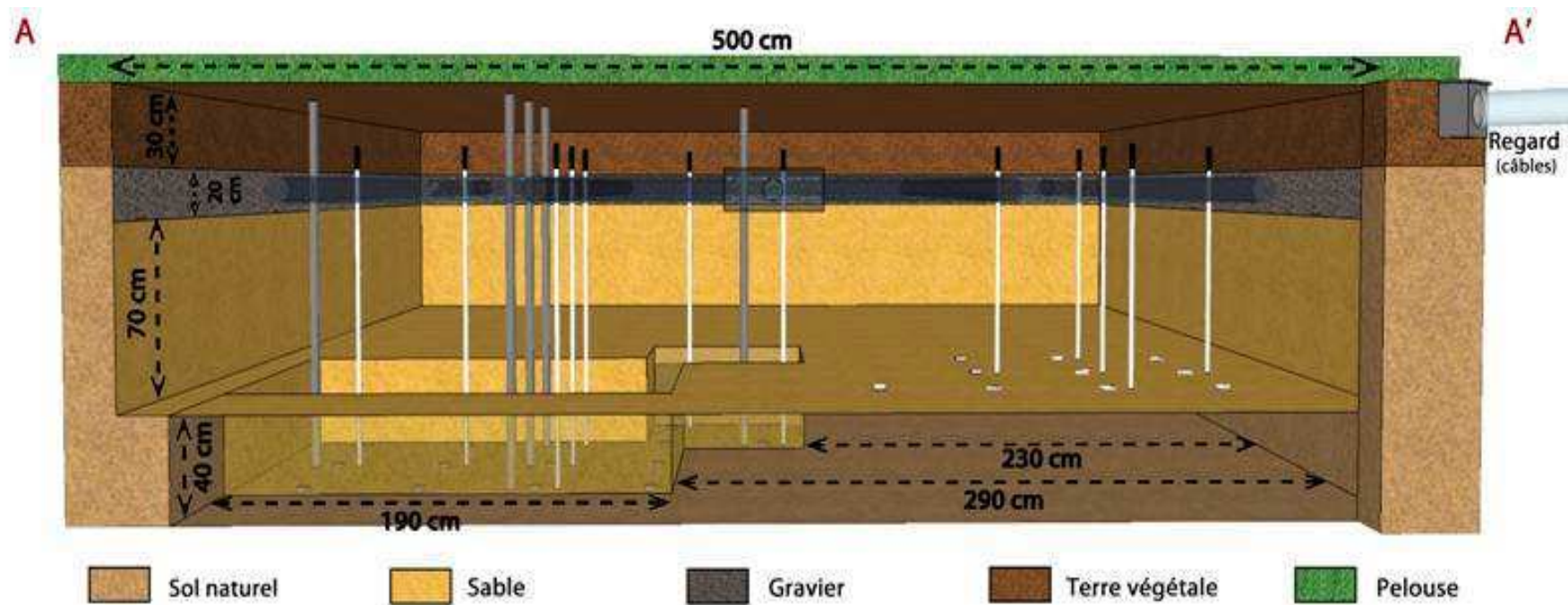
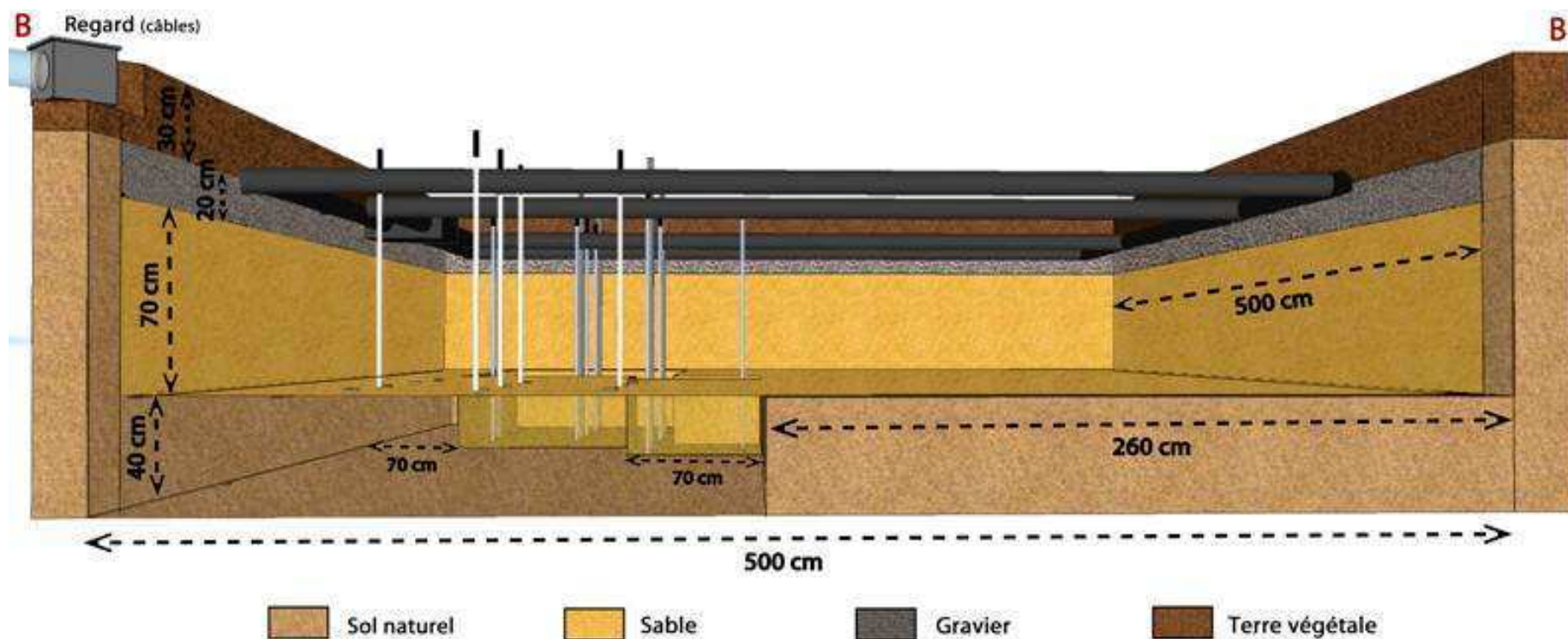


Figure 35. Coupe transversale (A-A') : vue depuis l'amont vers l'aval du massif filtrant.



3.1.2.3. Prélèvement de l'eau interstitielle du sol

L'eau s'infiltre dans le sol depuis la surface et percole vers le bas à travers la zone vadose, sous l'action de la gravité et du potentiel matriciel du sol, et arrive partiellement jusqu'à la zone saturée. La zone vadose (du mot latin *vadosus*, «peu profonde») commence à la surface du sol et va jusqu'à la surface piézométrique. La zone vadose a été subdivisée en trois zones : le sol au sens pédologique, la zone intermédiaire vadose, et la frange capillaire. Le débit dans la zone vadose change selon le degré de saturation : localement peut apparaître un écoulement saturé qui devient un chemin préférentiel pour la recharge de la nappe (Wilson, 1995).

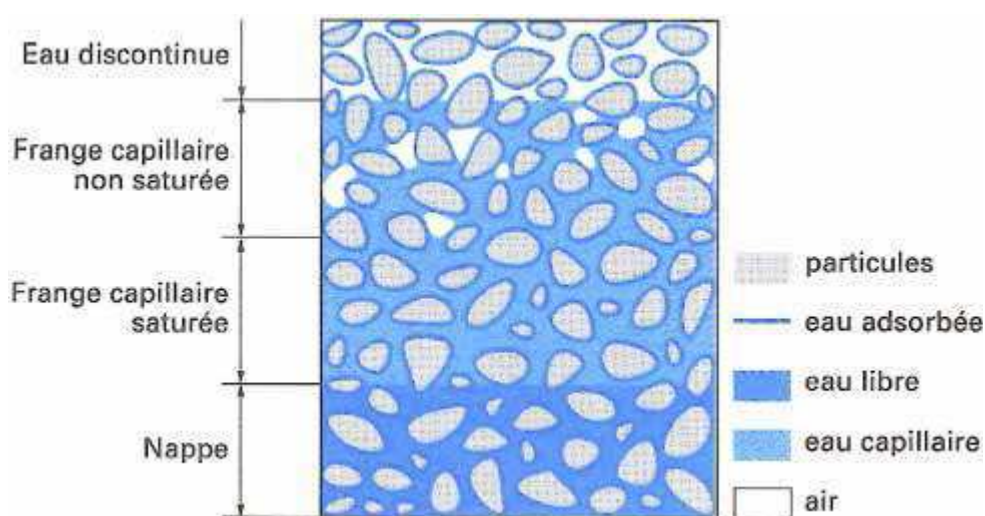


Figure 37. Les différents degrés de saturation du sol et les états de l'eau.

Les polluants présents dans la zone vadose ne voyagent pas forcément au même rythme que l'eau. Le temps de séjour d'un contaminant peut être très long et pendant cette durée, il peut être soit retenu par le sol, soit dégradé. Le suivi chimique à plusieurs profondeurs dans la zone vadose serait nécessaire pour résoudre les questions concernant la migration des contaminants. Par égard pour sa complexité, nous n'avons pas assigné cet objectif au projet ANCRES. Néanmoins, échantillonner l'eau du sol est nécessaire pour le dosage des composés chimiques, minéraux et organiques à fin d'identification, ainsi que pour dénombrer les germes pathogènes.

Le plan d'instrumentation mis en place au cours de la thèse permet aux analystes de faire la part entre le travail du sol et celui du sable d'emprunt dans l'épuration de l'eau.

De façon générale, le temps de transit de l'eau représente une limite inférieure pour le temps de transport des polluants. Autrement dit, les modalités de transport de

l'eau dans le sol sont importantes à connaître et à décrire en pré-requis pour pouvoir caractériser la capacité du sol comme un vecteur du transport de substances dissoutes et des substances en suspension (Calvet, 2003). C'est pourquoi on a étudié l'infiltration de l'eau dans le sol au moyen d'un infiltromètre de Guelph.

4740 Les échantillonneurs d'eau interstitielle du sol, y compris la plaque poreuse (*suction plate* Figure 38) et la mèche (*wick*), s'appuient sur la gravité et/ou la capillarité pour intercepter l'eau des micro- et des mésopores, ainsi que les écoulements préférentiels (macropores) de l'eau infiltrée (des eaux usées, des eaux de pluie ou d'irrigation). Les macropores incluent les galeries des vers, les fissures, ou des canaux de racines. En raison du vide (aspiration) imposé dans l'échantillonneur qui prélève l'eau, les différents types d'eau (eau gravitaire, eau capillaire) sont mélangés et une comparaison entre eux n'est pas possible.

4750 Les systèmes d'échantillonnage diffèrent par le type d'information qu'ils recueillent, par leur résolution dans l'espace et le temps, leur coût et leurs besoins d'entretien. Pour choisir le type d'échantillonneur pertinent et pour spécifier le protocole expérimental approprié, la définition exacte de la cible d'étude est nécessaire. Les objectifs, différents par leur contenu en information, peuvent être regroupés en trois catégories (Weihermuller *et al.*, 2007) :

- (1) La concentration instantanée du soluté,
- (2) Le flux massique de transport du soluté entre deux instants,
- (3) Le bilan massique sur une période longue.

1. La concentration du soluté est définie comme la masse de substance dans un volume spécifique d'eau (mg/L) à un moment donné et à un endroit précis.

4760 2. En général, le transport de masse de soluté est décrit comme la relocalisation des produits chimiques dans le sol due à des flux d'eau. Le flux massique de soluté (par exemple en g/(cm².jour)), est produit par le flux de l'eau du sol (conduction et convection : gradients de charge et de température) et par les mécanismes de diffusion et dispersion (gradient de concentration).

3. Le bilan de masse est la différence entre la somme des entrées et la somme des sorties de soluté dans un compartiment défini de l'environnement (par exemple, en g/(m².an)). Le bilan peut être attribué à une perte de substance par des réactions

chimiques de dégradation, par l'adsorption, ou par le stockage à l'intérieur du compartiment (transformation ou rétention).

L'information sur la concentration en soluté est satisfaisante pour de nombreuses questions scientifiques ou pratiques. L'extraction de la solution du sol pour la quantification de la concentration en phase dissoute peut se satisfaire d'une période d'échantillonnage courte et est donc relativement facile à réaliser.

Si le transport de masse des matières dissoutes est aussi un objectif, il faut de plus mesurer le débit d'eau. C'est pourquoi on a installé un compteur d'eau sur l'alimentation de la maison. La mesure de ce paramètre supplémentaire exige une période d'observation plus longue, au moins une journée.

Si un bilan de masse fermé était requis, cela augmenterait l'effort expérimental concernant la mesure en continu, le temps d'observation, et donc le coût.

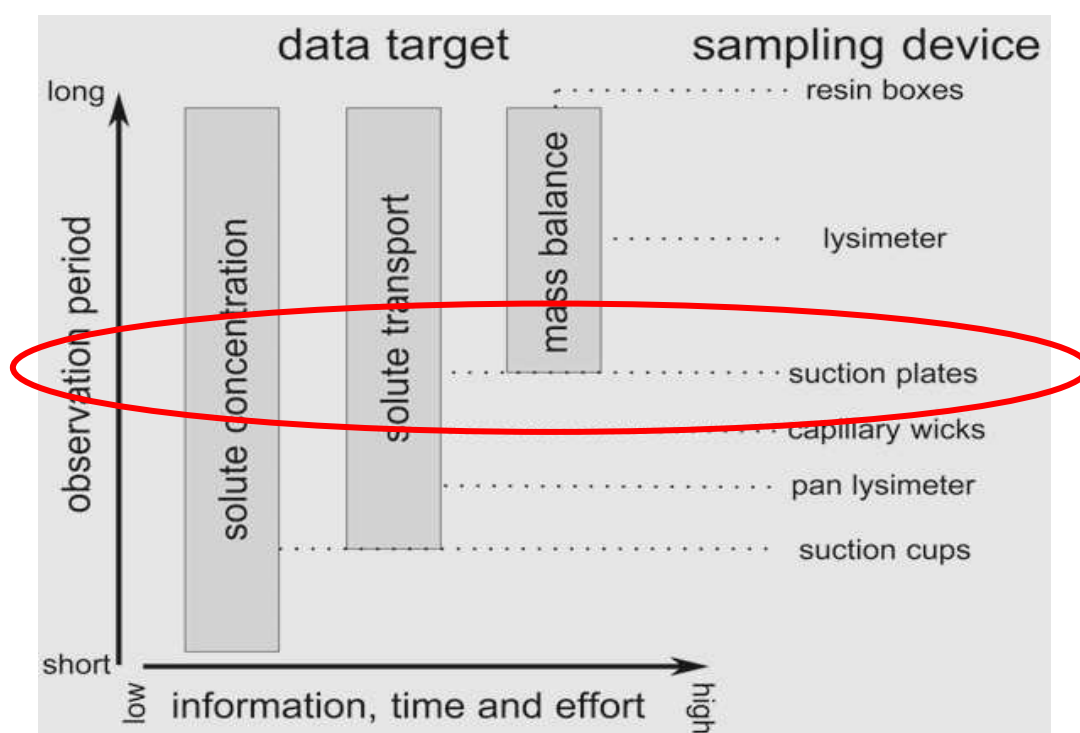


Figure 38. L'objectif de l'étude détermine la durée d'observation, le niveau d'information, de temps et d'effort requis, et conditionne la sélection du dispositif d'échantillonnage optimal. Dans : Weihermuller et al. (2007).

Une vue d'ensemble de l'échelle de temps et du contenu des informations associées, ainsi que les efforts relatifs de maintenance et les coûts pour différents objectifs est donnée à la Figure 38. Selon Weihermuller et al. (2007), l'utilisation d'un lysimètre pour le calcul du bilan de masse inclurait aussi des informations sur la

concentration en soluté et le transport des solutés. Inversement, les boîtes de résine sont appropriées à l'acquisition d'information pour le bilan de masse, mais ne donnent pas d'informations supplémentaires sur la concentration en soluté ou les processus de transport des solutés.

4790 Dans le projet ANCRES, mesurer les concentrations de soluté était la priorité, et éventuellement en perspective faire un bilan fermé. En considérant les objectifs du projet et en cherchant le meilleur compromis entre les niveaux d'information donnés par chaque outil de prélèvement de l'eau du sol, les plaques poreuses ont été choisies (figure 39).

En conséquence, les plaques poreuses en téflon et quartz (50 %, 50 %) (*PRENART SOIL DISC, PTFE / quartz soil water sampler, Danemark*) ont été sélectionnées pour échantillonner l'eau du sol.

4800 Du point de vue du matériau, la plaque poreuse présente à la fois le caractère inerte du PTFE et une conductivité hydraulique stable. Par ailleurs, elle ne retient pas le phosphore, le carbone organique ou les autres éléments, au contraire des échantillonneurs en céramique ou porcelaine. La proportion de 50 % de quartz garantit une conductivité hydraulique suffisante (absence de gonflement) et un risque de colmatage de la plaque minimum. La conductivité hydraulique de la farine de silice est entre $1,3 \cdot 10^{-7}$ m/s et $1,8 \cdot 10^{-7}$ m/s (Tableau 7). Cet échantillonneur est utilisé pour prélever l'eau qui s'infiltre dans un profil de sol, par exemple dans les champs d'épandage des eaux usées et l'irrigation. On peut l'utiliser pour prélever l'eau du sol dans tous les types de sols et à n'importe quelle profondeur. Il est le dispositif le plus applicable pour chercher la teneur en matière organique et en métaux lourds dans l'eau du sol.

4810 La raison principale pour laquelle on utilise les plaques poreuses est la surface d'interception de l'eau du sol. Grâce à leur plus grande surface d'échantillonnage, la probabilité pour recevoir le flux d'eau et le récupérer est plus grande qu'avec la bougie poreuse.

De plus, en utilisant la plaque poreuse, on ne crée pas d'écoulement vertical préférentiel dans le sol comme avec une bougie poreuse. Donc, la détection d'événements ou de flux préférentiels est possible en utilisant des plaques poreuses. En raison de la surface des plaques en 2D, l'eau prélevée (et les solutés) est plus

représentative que les bougies poreuses et donc peut être appliquée pour l'estimation du bilan de masse (Weihermuller *et al.*, 2007).

4820

Tableau 7. Les spécifications techniques de la plaque poreuse.

Matériaux	Téflon / Quartz (50%, 50%)
Quantité	25 (10+15)
Taille de pore	2 microns
Dimensions	Diamètre 70 mm, épaisseur 10 mm
Surface de la plaque	0,00385 m ²
Conductivité hydraulique	3,31.10 ⁻⁹ m/s
Fabricant	PRENART Danemark

On met en place 25 plaques sur une surface totale de 3 m². Donc on couvre une surface a de 0,10 m². Chaque habitant utilise 150 litres d'eau par jour (Q) et un tiers environ de 25 m² de la surface du massif filtrant soit 7,5 m² est en réalité soumis à la charge des eaux usées traitées. En considérant un coefficient de 50 % pour toutes les pertes (l'eau qui ne peut pas être récupérée par les plaques à cause de l'évaporation et de l'eau adsorbée par la matrice du sol qui exerce une succion plus forte que celle imposée sur les plaques par les pompes), on pourra calculer le débit q d'eau du sol qui peut être potentiellement récupérée par les plaques pour chaque habitant comme dans le Tableau 8.

4830

Tableau 8. Les spécifications techniques de la plaque poreuse.

Paramètre	Valeur
Q	150 litres / jour
A	7,5 m ²
a	0,10 m ²
C	50 %
$q = Q \times (a/A) \times C$	1,00 litre/jour/habitant

Différentes techniques de contrôle de la succion appliquée à la plaque poreuse ont été proposées. La méthode la plus simple est d'appliquer une succion nulle, où aucune succion ne sera appliquée à l'appareil. Le principal inconvénient de ce mode de fonctionnement est la formation d'une zone saturée au-dessus de la plaque d'où résultent des artefacts tels que l'eau qui s'écoule en contournant le système échantillonneur, donc une sous-estimation de l'écoulement d'eau naturel. Flury *et al.* (1999) a également montré dans les simulations numériques que ces conditions face à l'infiltration peuvent non seulement influencer l'écoulement de l'eau mais aussi la concentration en soluté dans les échantillons.

4840 Un second mode de fonctionnement est caractérisé par une succion fixe prédéfinie qui est appliquée à la plaque. La pression matricielle du sol varie généralement en fonction de l'espace et du temps. En conséquence, le régime hydrique des sols dans le voisinage direct de la plaque est susceptible d'être différent de la succion exercée par les pompes reliées aux plaques. Cela provoque un changement du champ d'écoulement naturel, et par conséquent, des différences dans la concentration du soluté par rapport à l'eau en écoulement spontané dans le sol.

Pour surmonter cette limitation, l'approche la plus prometteuse pour l'échantillon d'eau représentatif du sol avec des plaques poreuses est l'application 4850 d'une succion équivalente au potentiel matriciel à la même profondeur (Weihermuller *et al.*, 2007). La pression matricielle du sol est généralement mesurée par des tensiomètres de référence et elle est ensuite appliquée aux plaques.

Le vide nécessaire pour appliquer par la pompe à vide est calculé par l'équation ci-dessous : l'unité est le « cm de colonne d'eau » noté cm-CE.

$$V = SM + D - V_B + V_p + I$$

V = Le vide appliqué par la pompe

SM = Le potentiel matriciel du sol au moment du prélèvement

D = La profondeur de l'installation de la plaque

V_B = Pourcentage de bulles d'air dans le tube et la plaque, en général 30 % x D

4860 V_p = La pression réelle de vapeur de l'eau (max. 25 cm-CE)

I = L'altitude de la place de l'installation (pour une altitude de 200 m, on a une perte de 20 cm-CE de la pression de l'air.



Figure 39. Une plaque poreuse.

Dans une étude qui à été faite par PRENART, des échantillonneurs en PTFE et en céramique ont été installés dans le sol à une distance relative de 10 cm, les résultats montrent que en comparaison avec les PTFE, des échantillonneurs en céramique retiennent à un niveau plus élevé le phosphore et le carbone organique total.

4870 De plus, Weihermuller *et al.* (2007) cite que le carbone organique dissous (COD), ou plus précisément la matière organique dissoute (MOD), est spécifiquement adsorbée sur les hydroxydes métalliques par l'intermédiaire de ses groupes carboxyle et hydroxyle. Beaucoup de matériaux céramiques adsorbent donc des quantités considérables de MOD et ne conviennent que pour déterminer les concentrations de COD après une longue période d'équilibration.

Afin de fournir le vide nécessaire à appliquer sur les plaques, deux pompes à vide ont été utilisées pour récupérer l'eau du sol à deux profondeurs (120 et 160 cm) dans deux flacons de polypropylène de 2 litres (Tableau 9). Ces pompes à vide sont développées également par la société PRENART. Grâce à sa construction simple et robuste, ce matériel est applicable partout où un accès facile et rapide à vide ou à air comprimé est nécessaire. Les tubes capillaires de transfert de l'eau du sol sont des tubes (*Fluorinated ethylene propylene*, FEP, téflon), du diamètre interne 0,32 mm et externe 1,8 mm.

4880

Tableau 9. Caractéristiques de la pompe à vide utilisée.

Performance à vide	Max. -850 mbar
Performance de compresseur	Jusqu'à 2,5 bars
Débit de la pompe	7,2 L / min à 0 bar. Une bouteille de 2L peut être évacuée vers un vide de -600 mbar en 23 s.
Alimentation	Batterie rechargeable 12V
Dimensions	300*200*180 mm
Poids	5,6 kg

3.1.2.4. Les tensiomètres pour mesurer la succion du sol

Afin de mesurer la succion (la pression matricielle) du sol et caractériser sa variation au fond de la fouille d'assainissement à deux profondeurs différentes (120 cm et 160 cm) d'une façon continue et pour une longue période de temps, on a choisi 12 tensiomètres du modèle STCP 850 de la société SDEC France (Tableau 10). Ce modèle est un tensiomètre électronique dont le capteur se trouve presque au centre de la céramique poreuse (Figure 40). Les avantages de ce modèle sont :

- Une insensibilité totale à la température : le capteur étant dans le sol, le sol joue un rôle protecteur contre le gel pour l'eau qui est dans le tensiomètre.
- le volume d'eau interne du tensiomètre est très petit grâce au principe de fabrication donc la réactivité de l'appareil s'en trouve augmentée d'un facteur 4.
- La sonde de pression interstitielle permet, comme un tensiomètre fermé traditionnel, de mesurer la charge hydraulique ou la pression du fluide interstitiel en un point donné d'un sol. Plus le sol est fin, plus la part de l'eau adsorbée est grande et la part d'eau libre faible. Si l'on place un tensiomètre fermé dans un sol fin, l'eau monte dans le tube d'observation jusqu'à la hauteur correspondant à la pression de l'eau inter-granulaire qui règne à son extrémité inférieure. Mais une fois l'équilibre atteint, une variation de pression ultérieure sera difficile à détecter car le volume

d'eau déjà contenu dans le tube est très grand devant les échanges (apport ou retrait) d'eau libre avec le sol

- La technique de saturation du tensiomètre ainsi que sa purge est rendue aisée par l'utilisation de deux capillaires extérieurs.
- Le tensiomètre STCP 850 intègre un capteur de pression différentielle et reste, de ce fait, insensible aux variations de pression atmosphérique.

4910

Tableau 10. Caractéristiques électroniques du tensiomètre STCP 850

Modèle	STCP 850
Fabricant	SDEC France
Sortie en tension	0-100 mV
Sortie quadri filaire	4 fils
Consommation en courant	2 mA, pour V (courant continu)= 10 Volts
Temps de réponse	1 ms
Pression max. admissible sur capteur	+ 1 bar

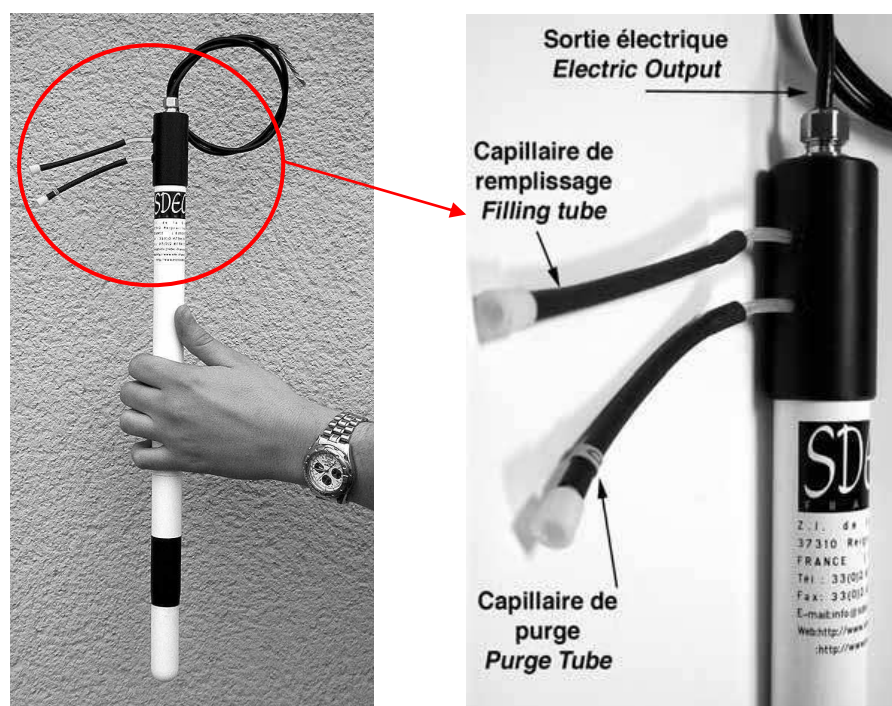


Figure 40. Le tensiomètre électronique installé en 12 exemplaires sur le site pilote.

Les avantages de ce tensiomètre en font un outil sûr et très adapté à des mesures fines et précises. Les tubes capillaires internes permettent un remplissage instantané de l'appareil, mais également une purge aisée. Lorsqu'on injecte de l'eau par le tube de remplissage dans le tensiomètre, les bulles d'air sortent par le tube de purge et on continue à injecter de l'eau dans le tensiomètre jusqu'à ce qu'on voit sortir par la purge de l'eau seulement. Sa sortie électronique s'effectue par un presse-étoupe de qualité et résistant à tous aléas météorologiques. La prise de mesure de pression se faisant en plein centre de la céramique poreuse, l'information ne subit aucune perte ou déformation. La possibilité de retirer la céramique poreuse permet de nettoyer celle-ci et lui conserver ainsi toutes ses qualités hydrauliques initiales. Enfin, les éléments sensibles (capteur de pression, connectique, etc.) étant noyés dans une résine certifiée pour un travail souterrain, la longévité du capteur est assurée.

3.1.2.5. La sonde de profil de teneur en eau du sol

Pour mesurer la teneur en eau en place et sa variation temporelle et spatiale à différentes profondeurs le long d'un profil vertical, on a utilisé 5 appareils FDR (*Frequency Domain Reflectometry*) de la société Sols Mesures, du type PR2. Cette sonde est peu sensible à la salinité et à la température de l'eau. On peut l'utiliser dans tous les sols, argiles et sols salins compris. Elle est étanche et robuste. Chaque sonde est équipée de 6 capteurs, répartis sur 100 cm de profondeur. Le PR2/6 mesure la teneur en eau sous la surface du sol le long de la canne aux positions 10, 20, 30, 40, 60 et 100 cm, ce qui correspond à 70, 80, 90, 100, 120 et 160 cm de profondeur dans le site pilote.

La sonde de profil mesure la teneur en eau des sols en évaluant ses propriétés diélectriques. L'eau a une constante diélectrique d'environ 81 comparée à celle des particules de sol qui est de ≈ 4 et celle de l'air qui est ≈ 1 . La mesure est donc fortement sensible aux variations de la teneur en eau et relativement peu affectée par la densité ou par la nature du sol.

Le signal généré fait 100 MHz et est appliqué sur une ligne de transmission électronique qui pénètre dans le sol via la paire d'anneaux en acier inox. L'eau contenue dans le sol autour de l'anneau détermine la quantité du signal émis qui rayonne dans le sol et la quantité de signal qui sera réfléchi à l'interface entre la ligne de transmission et l'anneau de mesure (Tableau 11).

4950 La partie réfléchi du signal se combine avec le signal émis pour donner une onde entretenue le long de la ligne de transmission, et l'amplitude de cette onde est directement fonction de la teneur en eau du sol.

Les anneaux ont été conçus de façon à ce que leur champ électromagnétique de pénétration dans le sol soit de 100 mm environ et qu'il ne soit pas affecté par le tube d'accès. La mesure est plus fiable près de l'anneau et diminue de façon exponentielle en s'éloignant de l'anneau. Le volume de sol intéressé autour de chaque paire d'anneaux est environ 1,5 litre.

Contrairement à la plupart des autres technologies, la sonde PR2 peut avoir une double utilisation : soit en système portable avec lecture par centrale d'acquisition des données portable), soit en installation fixe sur site avec une centrale d'acquisition (Figure 41). C'est ce second mode que nous utiliserons.

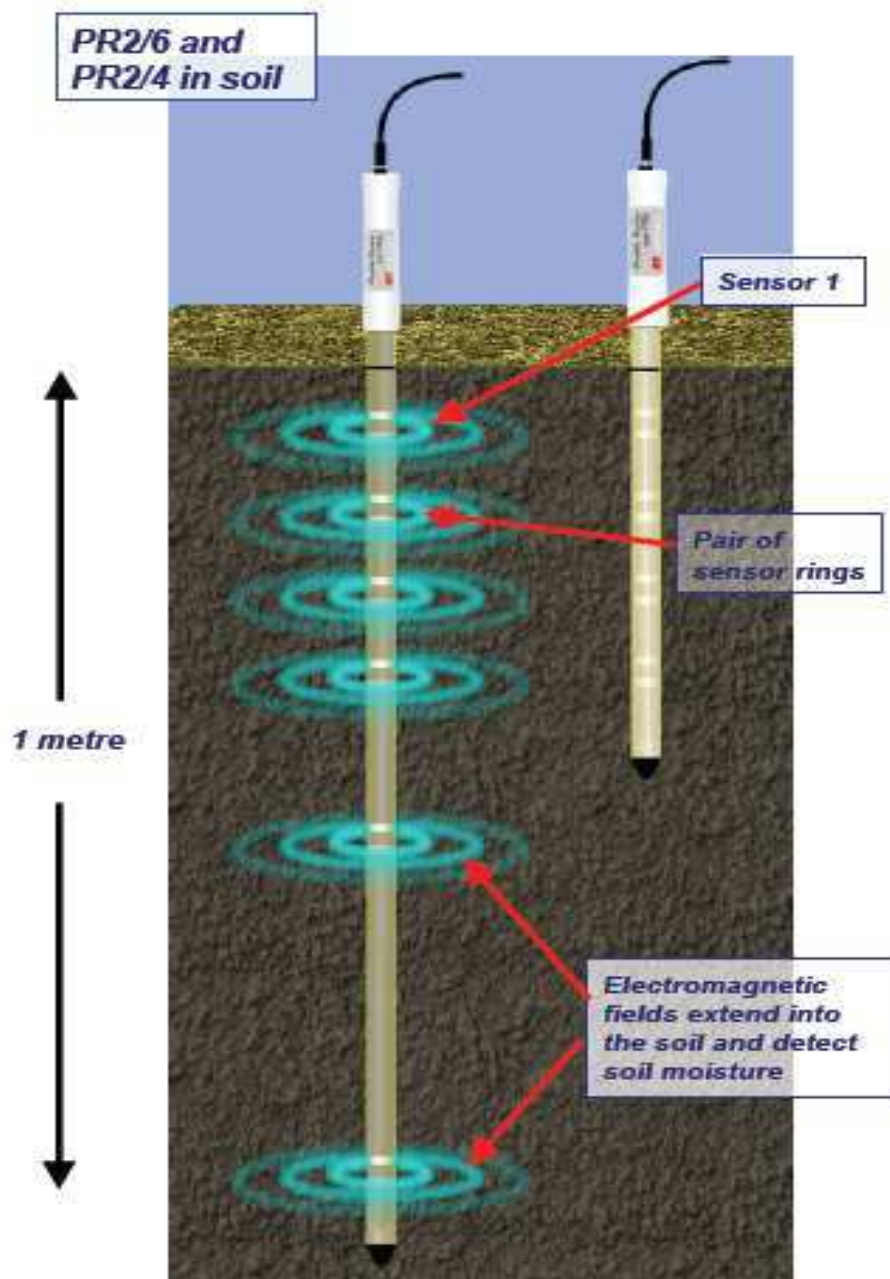
La PR2 est compatible avec la plupart des centrales d'acquisition de terrain. Elle est protégée dans le tube d'accès et est ainsi récupérable à tout moment, ce qui permet une acquisition en continu. La centrale peut être connectée à une ou plusieurs sondes PR2 si l'acquisition automatique se fait sur de longues périodes. Chaque anneau en valeur de mesure fournit un signal de sortie de 0/1 V DC, lequel est facilement converti en valeur de teneur en eau. Par exemple la centrale DL2e fabriquée par Delta-T peut lire jusqu'à 10 sondes PR2/6.

4970

4980

Tableau 11. Spécifications techniques des sondes de profil de teneur en eau

Modèle	PR2
Fabricant/Distributeur	Delta-T / distributeur : Sols Mesures
Mesure	Teneur en eau volumique (% ou $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) autour de chaque paire d'anneaux
Gamme	Pleine échelle: 0 à 100% ou 0,0 à 1,0 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ Echelle relative à la précision : 0,0 à 0,4 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
Volume de mesure	Verticalement : 95% de la sensibilité se trouve sur ± 50 mm de hauteur, au-dessus et en-dessous de chaque paire d'anneaux Horizontalement : 95% de la sensibilité se trouve dans un cylindre de 100 mm de rayon
Structure	Tube de 25,4 mm de diamètre. Tige en polycarbonate et électrodes annulaires en acier inox.
Installation	Forage à la tarière de 27 mm de diamètre requis pour l'installation des tubes d'accès.
Alimentation	Minimum : 5,5 V DC avec 2 m de câble ou 7,5 V DC avec 100 m de câble ; Maximum : 15 V DC. On a alimenté avec un adaptateur 12 volts.
Signal de sortie	Tension de chaque anneau de 0 à 1,0 V DC, correspondant à 0- 0,6 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
Connecteur	La centrale d'acquisition DL6 et DL2e.



4990

Figure 41. Schéma de la sonde de profil de teneur en eau PR2/6 à 6 capteurs.

3.1.2.6. Centrale d'acquisition des données

Afin d'obtenir des données sur la succion et la teneur en eau mesurées par les tensiomètres et les sondes de profil, une centrale d'acquisition du modèle DL2e produite par Soilmoisture (Etats-Unis) a été utilisée.

La centrale DL2e est un dispositif d'enregistrement de données programmable, capable d'effectuer des lectures et stocker des données à partir d'une grande variété de sources. Il est alimenté de manière indépendante, capable de fonctionner dans des conditions humides, et à des températures hautes aussi bien que basses.

5000 Le logiciel Ls2Win a été d'abord utilisé pour programmer l'enregistreur, préciser quels capteurs doivent être connectés à l'enregistreur, et la fréquence d'enregistrement des données. Une fois que l'enregistreur a été mis en place, l'ordinateur peut être déconnecté et l'enregistreur peut être laissé opérer en autonomie. Les données enregistrées par les capteurs sont stockées dans la mémoire propre de l'enregistreur, et peuvent être transférés périodiquement à un PC ou à tout dispositif qui comporte un port série RS-232, par exemple une imprimante. Lorsque les données ont été recueillies auprès de la centrale, on peut les effacer de la mémoire de l'enregistreur pour faire place à d'autres données.

5010 Un seul ordinateur est nécessaire pour faire fonctionner n'importe quel nombre de centrales d'acquisition de données, et il ne doit être connecté que lors de la configuration de l'enregistreur et lors de la collecte des données stockées. On a besoin d'un PC fonctionnant sous Windows 95, 98, 2000 ou NT 4.0 Service Pack 4 ou une version ultérieure. Un lecteur de CD-ROM est également nécessaire pour l'installation. Ls2Win n'est pas une application exigeante en mémoire vive ni en espace disque.

La centrale possède également une face avant avec clavier et écran qui peut être utilisée pour vérifier et contrôler le fonctionnement de l'enregistreur sans utiliser un ordinateur.

5020 La centrale DL2e est de conception modulaire. Selon les cartes d'entrée installées, l'enregistreur peut enregistrer les données jusqu'à 62 capteurs connectés en même temps. Les cartes d'entrée sont disponibles pour des capteurs analogiques et de sortie d'impulsions.

Elle dispose des bornes numériques d'entrée de comptage d'impulsions ou la détection d'événements, et deux relais, pour la mise sous tension des capteurs ou des applications de contrôle simples. Elle a un pointeur interne et peut être configurée pour enregistrer des données à intervalles réguliers (données « chronométrées »). En outre, elle peut également enregistrer des données lorsque des événements sont détectés (données d'événements déclenchés) (Figure 42).

5030 On a utilisé trois transformateurs qui ont été branchés sur le secteur d'électricité de la maison dans la cave pour alimenter la centrale et les capteurs. Les fils d'entrées ont été branchés sur 42 voies (par 3 cartes d'entrée analogiques).

Les données sont enregistrées en continu avec un intervalle de temps de 10 minutes et sont récupérées régulièrement par un opérateur au moyen d'un ordinateur portable équipé du logiciel Ls2Win, au plus tard chaque trois semaines (la durée maximum de saturation de la mémoire).

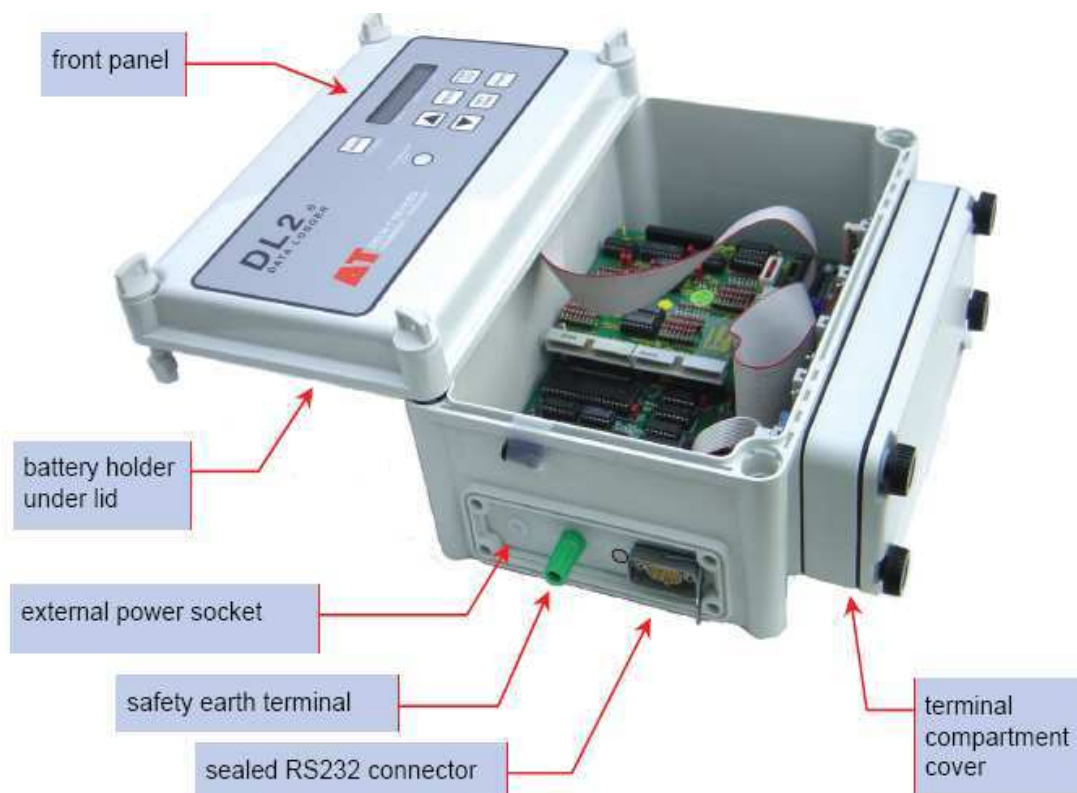


Figure 42. La centrale d'acquisition DL2e utilisée sur le site pilote.

3.1.2.7. Traitement des données hydrodynamiques du site pilote

Les données des centrales d'acquisition (les données des sondes PR2 et des tensiomètres, les données de la sonde de pression de l'eau dans le puits à l'aval du massif filtrant et aussi les données météorologiques enregistrées par la centrale de la station météo, cf. infra) ont été récupérées lors de passages réguliers au site pilote. La récupération des données a été faite par les logiciels appropriés de chaque centrale et une connexion par un câble RS-232 avec un PC portable. Ensuite, au bureau du CETE-Ile-de-France, d'abord, les données brutes ont été traitées et intégrées sous une forme unique dans un fichier texte et puis elles ont été tracées individuellement où en comparaison pour des périodes différentes en utilisant un programme écrit en langage Python pour illustrer les résultats.

5040

3.1.2.8. Station météorologique

5050 La station météorologique installée sur le site pilote est du type WATCHDOG 2900ET. Elle sert pour mesurer et enregistrer les données météorologiques locales qui peuvent être ensuite transférées sur l'ordinateur, puis visualisées et analysées avec le logiciel Spec 9 Pro fourni avec la station (Figure 43).

Les paramètres mesurés (possibilité de connecter jusqu'à 9 capteurs, avec une résolution de 12 bits) sont stockés dans une mémoire non volatile permettant leur transfert ultérieur sur PC. Les intervalles de mesure disponibles sont : 1, 5, 10, 15, 30 ou 60 minutes. Le transfert sur ordinateur n'efface pas les données en place, ce qui permet d'effectuer des déchargements multiples successifs ou sur différents ordinateurs.

5060 La station est alimentée par 4 piles alcalines type AA (LR06) fournissant une autonomie de 12 mois, grâce à une conception électronique à très faible consommation.

Avec un pas de mesure de 30 minutes qu'on a choisi comme intervalle d'enregistrement, la station stocke 183 jours de données.



Figure 43. La station météo WatchDog 2900ET mise en place sur la parcelle du site pilote.

5070 Pour récupérer les données, on utilise une communication directe par câble RS232 avec un PC portable. D'autres modes de récupération des données comme une navette de déchargement ou sans fil par radio (courte ou moyenne portée,

optionnel) entre la station et un PC de bureau, ont été prévus par le fournisseur (Tableau 12).

Tableau 12. Spécifications techniques de la station météorologique

Modèle	WATCHDOG 2900ET
Distributeur	SDEC France
T°C air	-32 à +83 °C, précision $\pm 0,6$ °C
Humidité relative	10 à 100 %, précision ± 3 %
Pluviométrie	0,25 mm, précision ± 2 %
Vitesse du vent	0,3 à 241 km/h, précision ± 3 km (± 5 %)
Direction du vent	0 à 360°, résolution 1°, précision $\pm 4^\circ$
Rayonnement global	0 à 1250 W/m ² , précision ± 5 %
Evapotranspiration	mm/jour
Alimentation	4 piles alcalines type AA (LR06)

3.1.2.9. Dispositif de surveillance de la nappe phréatique

Pour surveiller le niveau de la nappe sous le dispositif d'ANC, on a utilisé une sonde de pression submergée au fond du puits à l'aval immédiat du massif filtrant. Elle mesure la charge d'eau sur le capteur d'une façon autonome et continue. Une centrale d'acquisition autonome, sans besoin de changer la batterie pendant au moins un an, enregistre les données de la variation du niveau de la nappe.

5080 L'appareil installé dans le puits est du modèle "Diver" qui est produit par la société Eijkelkamp des Pays-Bas et le distributeur est SDEC-France.

Le capteur de pression ainsi que l'enregistreur de données et la pile sont dans une enceinte en acier inoxydable et un boîtier hermétique en céramique. Cela garantit que le capteur est moins exposé à l'humidité et à des influences électriques externes. La sonde de pression peut être installée dans le puits en étant simplement suspendue à un fil d'acier. Une fois installé, aucune partie du système de surveillance n'est laissée en saillie au-dessus du niveau du sol, ce qui réduit considérablement le risque de vandalisme. Le capteur peut alors mesurer automatiquement le niveau de l'eau souterraine et enregistrer ces données dans la

5090 centrale. La batterie intégrée a une autonomie d'environ 8 à 10 ans. Les données sont enregistrées en continu avec un intervalle de temps d'une heure.

3.2. Mesure in situ de la conductivité hydraulique à saturation du sol par le perméamètre de Guelph

Avant l'installation du massif filtrant sur le site pilote, le fond de l'excavation (à 120 cm de profondeur) a été quadrillé en 25 mailles carrées de 1 m², puis 15 échantillons de sol ont été recueillis au sein des 15 premiers m² de l'excavation (1 échantillon de 10 kg pour chaque m²). En même temps, au milieu de chaque m², 15 essais de perméabilité ont été réalisés avec un perméamètre de Guelph afin de mesurer la conductivité hydraulique locale à saturation du sol (Figure 32).

5100 3.2.1. Protocole de mesure de la conductivité hydraulique par Guelph

Le matériel le plus communément proposé par les fabricants est d'utilisation simple. Les appareils diffusés sont portables, légers, fabriqués en plastique transparent, rigide et résistant (polycarbonate), pouvant être mis en œuvre facilement par un seul opérateur et ne nécessitant qu'une quantité réduite d'eau par essai. Il est démontable et contenu dans une mallette pour le transport.

Cet appareil comprend divers éléments : la partie la plus importante est représentée par les réservoirs constitués de deux tubes transparents, concentriques (le fabricant en donne les caractéristiques X et Y sous la forme de leur surface intérieure, ce qui permet en multipliant celle-ci par la hauteur infiltrée dans l'intervalle de temps d'obtenir le volume infiltré) :

- le tube extérieur a un diamètre de 4 à 6 cm suivant les fabricants,
- le tube intérieur a un diamètre de 1 à 3 cm. Ce dernier est gradué.

Ces deux réservoirs concentriques représentent un volume total de l'ordre de 3 litres. Ils sont rendus solidaires à leur base par une pièce en plastique qui fait office de vanne de contrôle à plusieurs voies :

- une voie pour le réservoir interne (pour les sols nécessitant de faibles débits),
- une voie ressemblant les deux réservoirs (pour les débits les plus forts).

5120 La sortie de la vanne de contrôle est raccordée à un tube de 0,70 m destiné à conduire l'eau jusqu'au fond du trou de tarière. Donc, les mesures peuvent être menées sur un profil de sol (de quelques centimètres sous la surface à 70 cm de profondeur) ou en utilisant des rallonges adaptable à ce tube, sur des horizons profonds, la limite maximum des mesures étant de l'ordre de 6 mètres pour des raisons de pression gravitaire. L'extrémité du tube est équipée d'un système destiné à dissiper le jet qui en sort pour éviter de provoquer une érosion du fond du forage.

5130 Un tripode en plastique rigide permet d'obtenir une bonne stabilité de l'appareil pendant la mesure. Il est prévu pour maintenir l'appareil lorsque la mesure est réalisée dans les 30 premiers centimètres du sol. Pour les profondeurs plus importantes, le tripode n'est pas nécessaire, l'appareil posé sur la bague coulissante est suffisamment stable.

La mesure sur le terrain commence par l'exécution d'un trou de tarière dont on vérifiera que le fond est débarrassé des particules terreuses qui pourraient y tomber. Suivant la teneur en eau, les sols limoneux à argileux présentent un risque de lissage des parois : dans le cas de forte humidité, ces risques sont importants, il vaudra mieux alors remettre la mesure à plus tard. Si le sol est très sec, il est conseillé de passer une brosse en acier (du type des écouvillons servant à nettoyer les conteneurs ou les bouteilles) pour remédier à un éventuel lissage des parois.

(a) Opération préliminaire :

- 5140 • Il faut d'abord que les réservoirs du perméamètre soient remplis d'eau (2 à 2,5 litres suffisent suivant le modèle). Il faut laisser les pressions s'équilibrer entre les deux réservoirs. Vérifier que des bulles d'air ne sont pas piégées dans les canalisations en tapotant l'appareil.
- Ensuite, le perméamètre est mis en place au-dessus du trou de tarière (en utilisant soit le tripode, soit la bague coulissante). Le tube central est descendu dans le centre du trou jusqu'à 1 ou 2 cm du fond. L'air ne pénétrant pas dans le réservoir, il n'y a pas de sortie d'eau.

(b) Etablissement d'une charge hydraulique dans le trou de tarière

- Vérifier que les deux réservoirs sont connectés ;

5150

- Pour que l'eau s'écoule par l'orifice inférieur, il faut tirer doucement vers le haut le tube central qui règle l'arrivée d'air. Ce réglage doit se faire délicatement car, si l'on remonte le tube trop rapidement, les jets qui sortent du bas du tube risquent de provoquer un affouillement.
- Tirer doucement sur le tube vers le haut jusqu'à ce que le niveau de l'eau dans le puits atteigne la hauteur de charge requise. La première charge à réaliser peut être de 5 cm. Cette valeur peut être modulée suivant les conditions du site.
- Suivant le type de sol et le débit attendu, il faut faire le choix du réservoir : si le sol est argileux, peu perméable, le débit sera faible et il faudra choisir le réservoir central ; si le sol est sableux, il faudra tourner la vanne de façon à utiliser les deux réservoirs ensemble.

5160

(c) Mesure de l'écoulement

- Il suffit alors de noter l'évolution du niveau de l'eau dans le réservoir gradué, en fonction du temps. On doit vérifier après chaque mesure le rapport volume/intervalle de temps représentant la vitesse de descente de l'eau. L'intervalle de temps entre deux mesures doit être apprécié suivant la nature du sol : dans le cas de sols argileux, il faut prendre des intervalles de 5 minutes et plus, dans les sols limoneux, des intervalles de 1 à 3 minutes conviennent.
- Lorsque ce rapport s'est stabilisé, on arrête le test.

5170

Si on veut faire l'essai avec deux charges, il ne faut pas modifier l'emplacement du perméamètre après cette première mesure. Une mesure avec une charge plus importante sera réalisée dans les mêmes conditions.

(d) Deuxième test ou confirmation de la mesure

- Le second test est réalisé immédiatement à la suite de premier. Ensuite on procède de la même façon, pour la suite de la mesure, que pour le premier test.
- On renseigne la feuille de terrain et on réalise les calculs.

Le principe des calculs de la conductivité hydraulique par l'appareil Guelph est expliqué aux sections suivantes.

5180 3.2.2. Principe théorique et mode de calcul

Cette méthode a été mise au point à l'université de Guelph (Ontario, Canada) par Reynolds *et al.* (1985) pour mesurer « in situ » la conductivité hydraulique, la sorptivité, et la relation entre conductivité hydraulique et succion de l'eau dans le sol. Elle est préconisée pour des mesures dans les sols ne présentant pas de nappe. Dans la nomenclature de l'ASTM (*American Society for Testing and Materials*), sa référence est D1556 (Figure 44).

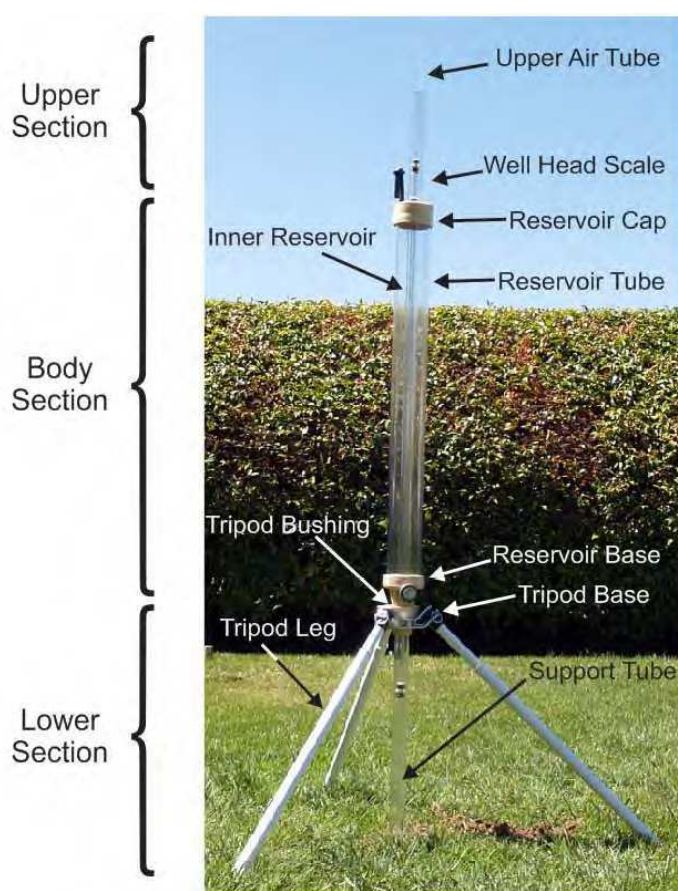


Figure 44. Les composantes du perméamètre de Guelph.

5190 Du point de vue de sa conception, c'est un perméamètre dont la charge est régulée par un vase de Mariotte pour rester constante, et qui permet la mesure d'un flux d'eau passant au travers d'une crépine cylindrique et par le fond d'un trou creusé dans le sol.

Le principe de la mesure consiste à créer, dans un sol non saturé, où la teneur en eau est inférieure voire très inférieure à la capacité au champ, un bulbe saturé en

appliquant une charge hydraulique constante dans le fond d'un trou de tarière. Le régime permanent est atteint lorsque le débit qui s'écoule devient constant.

La méthode prend en compte un débit en régime permanent qui s'établit dans un puits cylindrique en sol non saturé. Cette méthode de calcul a été décrite par Reynolds *et al.* (1985) et Philip (1985). L'équation se présente comme suit :

$$Q = f(H, a)K_s + g(H, a)\phi_m \quad \text{Équation 9.}$$

où $Q(L^3T^{-1})$ est le taux de l'apport permanent de l'eau dans le sol, $H(L)$ est la charge constante de l'eau dans le trou de l'essai ; $a(L)$ est le rayon du trou ; f et g sont les fonctions générales de H et a qui changent pour prendre des formes spécifiques en fonction des solutions différentes ; $K_s(LT^{-1})$ est la conductivité hydraulique in situ à saturation, pour le sol dit « saturé au champ » ; et $\phi_m(L^2T^{-1})$ est le potentiel matriciel du sol. Le premier terme à la droite de l'équation 8 représente les facteurs saturés de l'écoulement à l'extérieur du trou de l'essai, et le deuxième terme représente les facteurs non saturés ou « capillaires » de l'écoulement. Le terme saturé est utilisé comme raccourci de « saturé au champ » parce que dans les conditions naturelles, une certaine quantité d'air est habituellement piégé dans le sol au cours de l'infiltration (Reynolds *et al.*, 1983 ; Stephans *et al.*, 1987). Cela aboutit à une estimation de la conductivité hydraulique à saturation plus basse que si le sol était complètement saturé (Stephens *et al.*, 1987).

Le potentiel matriciel du sol ϕ_m est défini par Garner 1958 :

$$\phi_m = \int_{\psi_i}^0 K(\psi) d\psi \quad \text{Équation 10.}$$

où $\psi(L)$ est la charge de pression négative (suction) de l'eau dans le sol et $K(\psi)$ est la relation entre conductivité hydraulique et suction. La limite haute de l'intégration ($\psi = 0$) dans l'équation 9 représente la surface d'un bulbe saturé au champ qui est formé dans le sol, autour du fond du trou de l'essai, pendant la mesure (Figure 45 et Figure 46). Cette surface est, en effet, une nappe locale avec $\psi > 0$ à l'intérieur du bulbe et $\psi < 0$ à l'extérieur. La limite basse de l'intégrale ($\psi = \psi_i$) dans l'équation 10 représente la suction initiale ou suction de fond dans le sol avant le déclenchement de l'essai d'infiltration. Pendant la mesure, une zone

mouillante (mais non saturée) migre vers l'extérieur autour du bulbe saturé au champ (Figure 45). A l'intérieur de cette zone, la succion du sol varie de $\psi = 0$ sur la surface du bulbe à $\psi = \psi_i$ sur le front mouillant ou front d'imbibition (Figure 45). La valeur de ϕ_m dans l'équation 9 est donc simplement l'aire sous la courbe de $K(\psi)$ de $\psi = \psi_i$ à $\psi = 0$ (Figure 47). Du point de vue physique, ϕ_m caractérise la force capillaire d'un sol donné, c'est-à-dire l'aptitude du sol à retenir de l'eau. On s'aperçoit par la Figure 47 que ϕ_m dépend à la fois de la forme de la courbe $K(\psi)$ et de ψ_i . Plus la pente de la courbe de $K(\psi)$ est raide et plus ψ_i est proche de 0, plus la valeur absolue de ϕ_m est petite et donc plus l'effet de la capillarité est faible. Les sols sableux tendent à avoir une capillarité plus basse (i.e., des valeurs de ϕ_m plus basses) que les sols argileux. Tous les sols saturés ($\psi_i \geq 0$) ont un potentiel matriciel nul ($\phi_m = 0$).

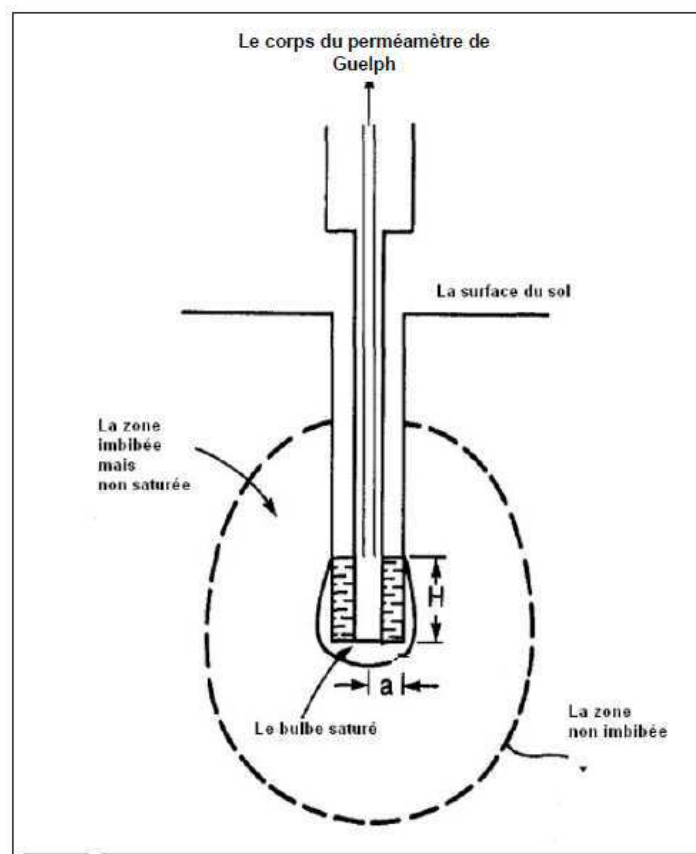


Figure 45. Le bulbe saturé au champ et la zone d'imbibition qui se forment autour du trou de l'essai Guelph pendant une mesure de la perméabilité à charge constante. En condition d'écoulement permanent, qui se produirait en théorie si le temps devenait infini, le front mouillant s'étendrait à l'infini (ou aux limites établies pour une solution numérique) mais la taille du bulbe saturé au champ reste limitée et essentiellement avec la même forme, comme sur ce schéma (Elrick et al., 1989).

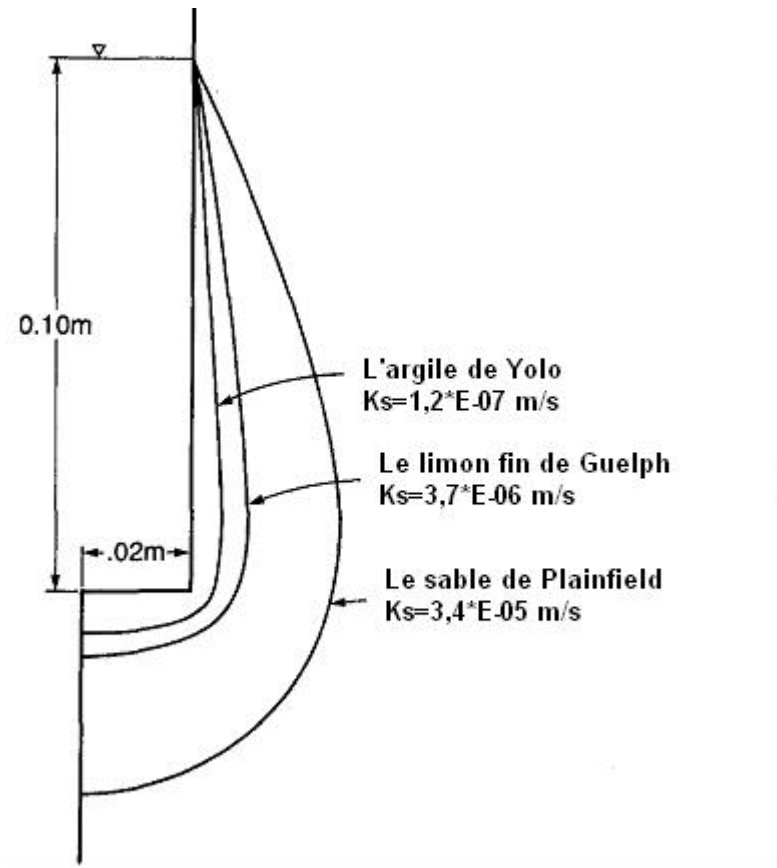


Figure 46. La taille et la forme du bulbe saturé (maximum) au champ, au fond du trou de l'essai, pour trois types de sols qui ont initialement une teneur en eau faible (i.e., $\phi \leq -1$ m) (Elrick *et al.*, 1989).

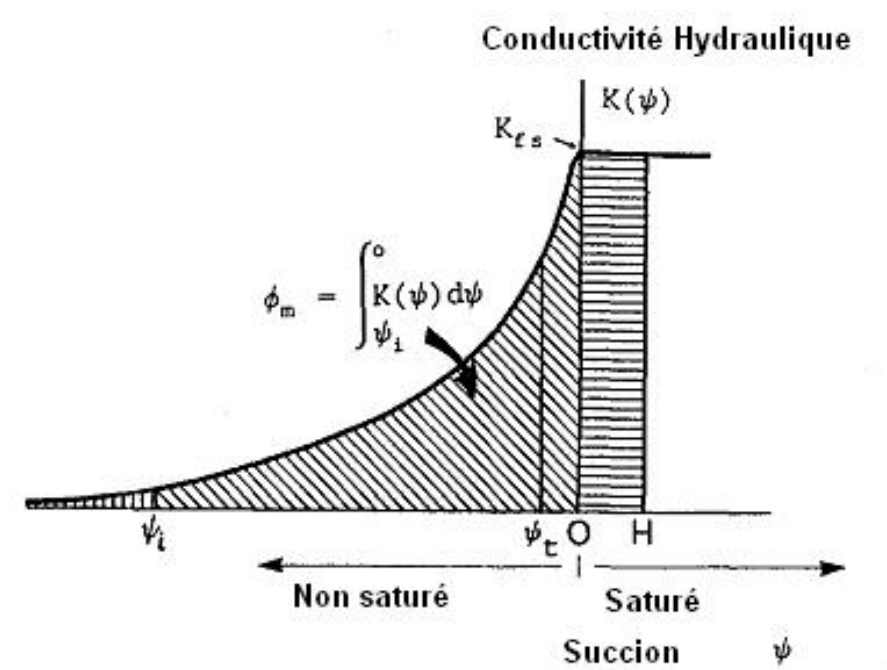


Figure 47. Courbe théorique de la relation entre conductivité hydraulique et succion du sol (Elrick *et al.*, 1989).

Une relation empirique $K(\psi)$, qui est substituée dans l'équation 10 est (Gardner, 1958) :

$$K(\psi) = K_s \cdot e^{\alpha\psi}; \psi \leq 0 \quad \text{Équation 11.}$$

où le paramètre $\alpha(L^{-1})$ ($0 < \alpha < \infty$) est la pente de $\ln K$ vs. ψ . La valeur de ϕ_m peut donc être représentée analytiquement par :

$$\phi_m = \frac{1}{\alpha} (K_s - K_i) \quad \text{Équation 12.}$$

où $K_i(LT^{-1})$ est la conductivité hydraulique du sol à $\psi = \psi_i$ (Figure 47).

Si on présente l'équation 12 autrement pour α , on a :

$$\alpha = (K_s - K_i) / \phi_m \quad \text{Équation 13.}$$

5260 qui peut être exprimée aussi sous la forme :

$$\alpha^* = K_s / \phi_m = \alpha / (1 - (K_i / K_s)) \quad \text{Équation 14.}$$

où α^* est le ratio de K_s sur ϕ_m et est un cas spécial de α où le sol est très sec. Si ψ_i est très proche de zéro (i.e., le sol est proche de la saturation), α^* peut être beaucoup plus grand que α , parce que K_i devient plus proche de K_s .

Certaines études (White and Sully, 1987 ; Reynolds et Elrick, 1985 ; Talsma, 1987 ; Smettem, 1986) indiquent que pour l'infiltration sous charge constante (telle que dans la technique du perméamètre à trou), α (ou bien α^*) est plutôt insensible à la texture du sol et il apparaît dominé par la structure du sol, particulièrement là où les fissures et les macropores sont présents. Par la suite, les mesures in situ des valeurs de α ont tendance à rester dans la gamme. $1 \text{ m}^{-1} \leq \alpha \leq 100 \text{ m}^{-1}$. De plus, White et Sully (1987) proposent que, en général, α est de l'ordre de grandeur de 10 m^{-1} pour l'infiltration sous charge constante, pour une large diversité de sols naturels, non perturbés.

3.2.2.1. Equations utilisées pour interpréter la conductivité hydraulique avec l'appareil Guelph

L'une des équations proposées pour la méthode du trou à charge constante qui a été développée par Glover (dans : Zangar, 1953) est :

$$Q = 2\pi H^2 K_s / C_G \quad \text{Équation 15.}$$

5280 où C_G est le facteur de forme (sans dimension) qui est dépendant seulement du ratio H/a . Cette relation identifie seulement le premier terme à droite de l'équation 8 et attribue la totalité du flux qui s'éloigne du trou de l'essai à un écoulement saturé (i.e., la part non saturée ou capillaire de l'écoulement qui est représentée par le second terme de l'équation 8, a été négligée).

Suivant le travail effectué par Reynolds *et al.* (1985), Reynolds et Elrick (1987) ont proposé l'équation ci-dessous pour le régime permanent de l'écoulement dans un trou cylindrique au sein d'un sol non saturé :

$$Q = AK_s + B\phi_m \quad \text{Équation 16.}$$

5290 où $A = (2\pi H^2 / C + \pi a^2)$, $B = (2\pi H / C)$ et C est le facteur de forme, qui dépend d'abord du ratio H/a mais aussi parfois du ratio K_s / ϕ_m (i.e., α^*). Pour résoudre l'équation 16, on substitue l'équation 14 dans l'équation 15 qui est ensuite résolue alternativement pour K_s ou ϕ_m :

$$K_s = A / (A + (B / \alpha^*)) \quad \text{Équation 17.}$$

Il existe deux méthodes principales d'interprétation pour obtenir K_s par l'essai Guelph : la méthode à charge unique et la méthode à charge double. Dans cette thèse, la technique de charge unique dans un trou cylindrique a été appliquée pour mesurer la conductivité hydraulique au fond de la fouille d'assainissement du site pilote. Toutes les mesures ont été effectuées dans des trous creusés par une tarière à main avec $a(L) = 3 \text{ cm}$ et une charge d'eau imposée $H(L) = 5 \text{ cm}$ dans chaque trou. La procédure pour la méthode à charge unique est développée ci-dessous :

- 5300 (i) Estimer α^* par une évaluation
- (ii) Utiliser α^* obtenu par (i) et calculer K_s par :

$$K_s = Q / (A + (B / \alpha^*)) = CQ / (2\pi H^2 + \pi a^2 C + 2\pi H / \alpha^*) \quad \text{Équation 18.}$$

Le talon d'Achille dans l'approche précédente est le choix de α^* . Comme il a déjà été mentionné, les valeurs de α mesurées *in situ* par les essais de perméamètre au trou changent entre 1 m^{-1} et 100 m^{-1} . Talsma (1987) déclare qu'il

n'a jamais entendu parler de valeurs $\alpha < 1 \text{ m}^{-1}$ mesurées sur le terrain, et Stroosnijder (1976) a listé des valeurs de α pour 20 sols néerlandais qui sont entre 1,7 et 22,4 m^{-1} . Reynolds et Elrick (1985) ont obtenu des valeurs de α pour le limon de Guelph qui varient de 15 à 20 m^{-1} , et Smettem (1986) a trouvé α entre 5 et 7,9 m^{-1} pour les sols rouge-bruns du sud de l'Australie. Scotter *et al.* (1982) ont mesuré des valeurs entre 2 et 90 m^{-1} et Hendrickx *et al.* (1988) ont obtenu un α égal à 0,6 m^{-1} pour un sable fin grasseux et 9,5 m^{-1} pour le sable fin. En respectant ces références, Elrick et Reynolds (1989), selon les conditions de texture et de structure, ont proposé les valeurs ci-dessous pour α^* :

$\alpha^* = 1 \text{ m}^{-1}$ pour les argiles compactées (e.g., le recouvrement des sites d'enfouissement, les sédiments lacustres ou marins, etc.).

$\alpha^* = 4 \text{ m}^{-1}$ pour les sols non saturés avec une texture fine.

$\alpha^* = 12 \text{ m}^{-1}$ pour la majorité des sols structurés, de argile à limon argileux ; aussi pour les milieux non structurés, depuis les sables fins jusqu'au limon sableux. Le choix préféré pour la plupart des sols.

$\alpha^* = 36 \text{ m}^{-1}$ pour le sable grossier et les graviers ; y compris un peu les sols structurés avec des fissures et macropores.

Cette classification est la première tentative qui a été faite pour établir les différentes catégories pour α^* . Le choix de $\alpha^* = 12 \text{ m}^{-1}$ a certaines justifications selon les résultats de White et Sully (1987) ; les autres propositions ont été faites selon les observations de α par de nombreux essais sur le terrain. Il est tentant d'anticiper une relation entre α^* et K_s i.e. les valeurs élevées de $K_s > 1 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ devraient donner des valeurs élevées de α^* et respectivement les valeurs basses de $K_s < 1 \times 10^{-8} \text{ m/s}$ devraient entraîner des valeurs basses de α^* : mais les données obtenues par Talsma (1987) ne supportent pas cela.

Il est possible d'effectuer l'essai Guelph avec la méthode de charge double. Mais dans de nombreux cas, il n'y a pas un grand avantage à appliquer deux (ou plus) charges différentes ; pourtant, pour des objectifs particuliers, les mesures à deux charges apporteraient une amélioration dans l'estimation de α^* (Elrick et Reynolds, 1989).

Reynolds *et al.* (1985) ont utilisé deux charges dans le même trou et ensuite ils ont résolu simultanément les équations de K_s et ϕ_m (analyse de l'équation de Richards). Cette approche évite le besoin d'estimer α^* . Par contre, la technique des équations simultanées produit un pourcentage élevé de valeurs de K_s et ϕ_m invalides. Ces conséquences négatives sont dues au fait que les équations simultanées en K_s et ϕ_m ne sont pas correctement prises en compte (Philip, 1985). En effet, les solutions pour K_s et ϕ_m sont très sensibles au ratio Q_2/Q_1 . Les erreurs de mesure qui affectent Q_1 et Q_2 sont : (1) non-réalisation d'un véritable écoulement permanent, qui est responsable d'une surestimation de Q_1 et Q_2 de 10 % pour les sols perméables et jusqu'à 50 % ou plus pour les sols peu perméables ; (2) les erreurs liées à l'exécution des mesures de Q_1 et Q_2 à cause de la taille des bulles d'air et l'incertitude de lecture, sachant que l'appareil de Guelph est fondé sur la loi de Mariotte ; et (3) l'air piégé pendant le remplissage de l'appareil Guelph. Par contre, l'analyse de Richards est pertinente dans les sols uniformes, sans structure.

Techniquement; il n'y a pas une règle stricte pour la valeur de H , mais pour les sol plus perméables, $H(L) = 5 \text{ cm}$ serait un bon choix (Elrick et Reynolds, 1989). Le diamètre du trou est de 6 cm, obtenu avec la tarière fournie pour le Modèle 2800 GP. Mais on peut utiliser des tarières avec des diamètres différents. Seulement, il faut utiliser la valeur pertinente de a dans les calculs.

Une mesure unique serait très incertaine à cause de la forte variabilité spatiale de K_s sous les conditions vraies du terrain. Un coefficient de variation de 65 % pour les sols sableux et plus de 600 % pour les sols argileux à été rapporté par Topp *et al.* (1980) ainsi que Warrick et Nielsen (1980) pour la mesure de K_s par l'appareil de Guelph. Elrick et Reynolds (1989) ont obtenu un coefficient de variation égal à 300 % dans un limon argileux.

La méthode Guelph est une des seules à proposer de mesurer la conductivité hydraulique au sein des horizons du sol peu épais (grâce à la forme spéciale du bulbe créé, il sollicite une couche peu épaisse) et à partir de la surface. Un appareillage spécial permet en outre de réaliser des mesures jusqu'à 6 mètres de profondeur. Le contrôle de la qualité du fond du trou de tarière (Porchet) semble, dans ce cas, difficile à effectuer.

Chossat (2005) écrit que la méthode de Guelph ne permet de mesurer que des conductivités hydrauliques verticales et quelle n'est pas raisonnablement utilisable dans les sols à faible perméabilité ($K_s < 10^{-9} \text{ m/s}$). Mais Reynolds et Elrick (1985) ont utilisé le perméamètre de Guelph pour mesurer K_s dans un sol limoneux hétérogène, structuré et anisotrope. La conductivité hydraulique mesurée par Guelph a été comparée avec les conductivités hydrauliques à saturation verticale et horizontale qui ont été mesurées au laboratoire sur des échantillons de sols non-remaniés prélevés dans les cylindres calibrés. La comparaison des valeurs moyennes indique que, d'abord, les cylindres orientés verticalement donnent des conductivités hydrauliques plus grandes que celles orientées horizontalement par. La valeur de K_v mesurée par le cylindre calibré est approximativement 6 fois plus grande que celle de K_H . De plus, les résultats montrent que la conductivité hydraulique moyenne mesurée par Guelph est effectivement la moyenne des K_H et K_v mesurées par les cylindres calibrés. Ils concluent que la conductivité hydraulique par Guelph intègre les effets de la matrice et des macropores (qui sont à dominante verticale) : K_H dépend plutôt de la matrice du sol et K_v est due à des macropores.

Le texture du sol du site pilote dans l'Yonne ressemble au sol du cas d'étude de Reynolds et Elrick. Donc, on peut résumer à notre façon la conclusion des deux chercheurs comme ci-dessous :

$$K_s = \frac{K_H + K_v}{2} \quad \text{et} \quad K_v = 6 \times K_H \quad \text{Équation 19.}$$

Donc :

$$K_H = \frac{2}{7} K_s \quad \text{et} \quad K_v = \frac{12}{7} K_s \quad \text{Équation 20.}$$

Lee *et al.* (1985) ont comparé plusieurs méthodes de perméamétrie, y compris Guelph, dans les sols sableux limoneux, limoneux et argileux. Ils ont conclu que la meilleure méthode pour chaque situation particulière nécessite une optimisation de plusieurs facteurs indépendants, y compris le type et la précision de la méthode de mesure de la conductivité hydraulique, le type du sol et les différentes contraintes pratiques de la recherche (par exemple la taille du budget et du projet, la disponibilité en main-d'œuvre, le besoin de portabilité, la simplicité et la facilité d'utilisation de

l'appareil, les contraintes de temps, etc.). Si l'objectif principal de mesure est d'estimer la conductivité hydraulique d'un sol structuré et dominé par les macropores, dans ce cas-là, la méthode de la mesure de la pression d'entrée de l'air (AEP, Air Entry Pressure) (Bouwer, 1966 ; Topp et Binns, 1976) est probablement le meilleur choix (bien que la méthode de Guelph serait équivalente si les valeurs de la conductivité mesurée par AEP étaient surcompensées pour tenir compte des bulles d'air : Bouwer (1966) a proposé de multiplier les valeurs obtenues par 2). Si l'objectif est d'obtenir une conductivité hydraulique d'un sol structuré et dominé par la matrice, la méthode de la charge variable au laboratoire avec les cylindres calibrés serait la meilleure. Finalement, pour le cas où une moyenne de la conductivité hydraulique qui est à la fois dominée par les macropores et la matrice du sol est nécessaire, la méthode de Guelph est probablement la meilleure. Les trois méthodes semblent donner des valeurs à peu près équivalentes pour la conductivité hydraulique à saturation dans un sol sans structure et sans macroporosité.

5400

Plusieurs équipes de chercheurs dans le monde essayent actuellement d'évaluer le fonctionnement et la pertinence des méthodes de mesure de la conductivité hydraulique à saturation au moyen de comparaisons.

Gupta *et al.* (2006) ont fait plus de quatre-vingt-dix essais de perméamétrie dans un sol sableux limoneux homogène (sable à 70 %, limon à 16 %, argile à 14 %), par deux dispositifs : 1. Double-anneau ; 2. Guelph. Les résultats montrent que la moyenne de la conductivité hydraulique mesurée par Guelph est 1,4 fois plus grande que celle mesurée par le double-anneau. Ce résultat peut étonner car le double-anneau a la réputation de mesurer la K_v qui est ci-dessus dite plus forte ($\times 6$) que la K_h et s'il y a des macropores, alors le double-anneau les intègre aussi, mais c'est une étude de cas et tel est le résultat.

5420

Gintanau (2011) a comparé les mesures faites avec Guelph et le double-anneau dans deux parcelles différentes. Pour la première parcelle, la conductivité hydraulique mesurée par le double-anneau était 4 fois plus grande que celle mesurée par Guelph, ce qui semble plus logique. Par contre pour la deuxième parcelle, la conductivité mesurée par Guelph était 1,4 fois plus grande que celle du double-anneau. La similitude avec Gupta est frappante, mais c'était des sols de deux endroits différents et des textures différentes. Par contre, dans une autre étude faite par Mohnaty *et al.* (1994), les méthodes double-anneau et Guelph ont été

comparées dans un sol limoneux fin. Ils ont trouvé que la conductivité hydraulique mesurée par le double-anneau est 7,3 fois plus grande que celle du Guelph, ce qui semble logique. Enfin, les résultats d'une série d'essais de perméamétrie avec Guelph et le double-anneau, faite par Vanderlinden *et al.* (1998) sur un site expérimental, démontrent que la conductivité hydraulique mesurée par le double-anneau est 5 fois plus grande que celle mesurée par Guelph, ce qui semble logique, une fois de plus.

En France, Vauclin *et al.* (1994) ont examiné la variabilité spatiale de K_s par un appareil Guelph. Trente-deux mesures ont été effectuées à chaque nœud d'un quadrillage de 4 m×8 m. Ils ont montré que les valeurs de la conductivité hydraulique obtenues aux nœuds sont aléatoires et elles ne suivent pas une ordres.

Revol *et al.* (1996) ont utilisé trois familles de méthodes pour caractériser les propriétés hydrodynamiques d'un limon sablo-argileux : l'infiltromètre à disque (méthode TRIMS, condition de pression négative ou nulle, appartient à la même famille que la méthode AEP), le perméamètre de Guelph (condition de pression positive) et le bulbe saturée (condition de débit). Ils ont conclu que pour le choix d'une méthode, les conditions doivent se rapprocher le plus possible des conditions pour lesquelles les méthodes seront utilisées.

Quarante mesures de la conductivité hydraulique par un appareil Guelph sur des nœuds d'un quadrillage de 6 m×7,5 m ont été faites par Mubarak *et al.* (2010). Ils ont comparé les résultats obtenus en 2010 avec ceux de 1990 où ils n'ont pas vu une différence significative entre les deux séries de résultats de la conductivité hydraulique, la densité apparente et la granulométrie des particules. Ils ont conclu que la distribution spatiale de la conductivité hydraulique serait stable dans le temps. Mais ils ont proposé de faire plus d'étude sur cette absence d'évolution.

3.2.2.2. Les résultats des mesures de la conductivité hydraulique à saturation

Pendant les deux campagnes de terrain du projet ANCRES dans l'Yonne, on a effectué une série de mesures de la conductivité hydraulique par un appareil de Guelph et un dispositif de Porchet. Les résultats ont été récapitulés au Tableau 13. Les sites sont situés dans des sols aux textures variées. Pour l'appareil Guelph, les calculs sont effectués avec $\alpha^* = 12 \text{ m}^{-1}$.

Tableau 13. Résultats de mesure de la conductivité hydraulique à saturation par les méthodes Guelph et Porchet dans des sols du département de l'Yonne

Site	Code	Répétabilité spatiale	Conductivité hydraulique (m/s) (Guelph)	Conductivité hydraulique (m/s) (Porchet)
Sementron	1	1	1,96E-06	2,76E-05
Chéry	2	1	7,43E-07	1,31E-05
		2	3,46E-07	1,13E-05
Merry-Sec	4	1	1,19E-07	8,11E-06
		2	1,26E-07	9,89E-06
Egleny	9	1	0,76E-05	2,99E-05
		2	1,70E-05	3,13E-05
Les Ormes	10	1	7,34E-07	1,76E-06
Les Doigts	11	1	3,65E-07	5,58E-07
Moyenne	-	-	2,67E-06	1,48E-05

Les résultats de ces essais montrent que la conductivité hydraulique mesurée par l'appareil Porchet est plus grande que celle mesurée par l'appareil Guelph. Cela varie entre 2 fois plus grande pour Les Ormes et 78 fois pour Merry-Sec. La moyenne des K_s mesurées par Porchet est presque 6 fois plus grande que la moyenne de celles mesurées par Guelph. L'infiltration établie par l'appareil Porchet s'effectue par les parois et le fond du trou, donc la conductivité hydraulique horizontale du sol est la composante dominante de la conductivité totale mesurée par Porchet. De plus, à cause de la procédure de saturation du trou plusieurs heures avant le démarrage de l'essai, un bulbe saturé plus grand que celui établi par l'appareil Guelph est créé dans le sol. A cause de la différence entre la taille du bulbe saturé fait par Guelph (plus petite) et par Porchet (plus grand), il est plus probable statistiquement que le bulbe de Porchet rencontre des macropores, des fissures et/ou des horizons différents dans le sol. Donc ce serait une raison pour laquelle les valeurs estimées par Porchet sont plus grandes que celles de Guelph.

Au site pilote, un appareil Guelph de modèle 2800 a été utilisé. La technique de charge unique a été appliquée pour mesurer la conductivité hydraulique au fond de la fouille d'assainissement. Toutes les mesures ont été effectuées dans des trous creusés par une tarière à la main fournie avec le perméamètre avec un rayon de $a(L) = 3 \text{ cm}$ et une charge d'eau imposée dans chaque trou $H(L) = 5 \text{ cm}$. En utilisant le petit programme fourni par le fournisseur dans un fichier tableur, le calcul pour les K_s aux 15 points a été fait par les quatre α^* différents selon les catégories de structure / texture du sol (Figure 48). Les résultats des K_s calculées pour $\alpha^* = 1, 4, 12$ et 36 m^{-1} pour les 15 points sont présentés au Tableau 14. En comparant les valeurs moyennes des K_s pour chaque valeur de α^* , une relation directe entre K_s et α^* est observable. Si on considère les moyennes et les écart-types obtenus pour chaque colonne au Tableau 14, on obtient un coefficient de variation (C_v) égal à 98 % pour les K_s calculées. La dépendance des $\overline{K_s}$ pour chaque valeur de α^* est montrée au

Tableau 15. Par rapport aux descriptions de référence faites pour ces quatre catégories et suite à l'observation du sol du site pilote qui est une colluvion mélangée de matrice fine et d'éléments grossiers, on conclut que le sol hétérogène du site pilote a en même temps les propriétés des catégories 2 et 3 ($\alpha^* = 4$ et $\alpha^* = 12$).

Guelph Permeameter Calculations

Input

Head #1

Result

Reservoir Type (enter "1" for Combined and "2" for Inner reservoir):	1
Enter water Head Height ("H" in cm):	5
Enter the Borehole Radius ("a" in cm):	3
Enter the soil texture-structure category (enter one of the below numbers):	3
<p>1. Compacted, Structure-less, clayey or silty materials such as landfill caps and liners, lacustrine or marine sediments, etc.</p> <p>2. Soils which are both fine textured (clayey or silty) and unstructured; may also include some fine sands.</p> <p>3. Most structured soils from clays through loams; also includes unstructured medium and fine sands. The category most frequently applicable for agricultural soils.</p> <p>4. Coarse and gravely sands; may also include some highly structured soils with large and/or numerous cracks, macropores, etc</p>	
Steady State Rate of Water Level Change ("R" in cm/min):	30,0000
Res Type 35,22	
H 5	
a 3	
H/a 1,667	
a* 0,12	$\alpha^* = 0,12 \text{ (cm}^{-1}\text{)}$
C0.01 0,809	$C = 0,803154257$
C0.04 0,842	$Q = 17,61$
C0.12 0,803	$K_{fs} = 3,20E-02 \text{ cm/sec}$
C0.36 0,803	$1,92E+00 \text{ cm/min}$
C 0,803	$3,20E-04 \text{ m/sec}$
R 30,000	$7,57E-01 \text{ inch/min}$
Q 17,61	$1,26E-02 \text{ inch/sec}$
pi 3,142	$\phi_m = 2,67E-01 \text{ (cm}^2\text{/min)}$

Figure 48. Le tableur de calcul de K_s pour l'appareil Guelph.

Tableau 14. Les résultats des K_s interprétées à partir des essais Guelph au site pilote pour les quatre catégories de α^* .

sol	Ks mesurée (Guelph) m/s $\alpha^* = 1 \text{ m}^{-1}$	Ks mesurée (Guelph) m/s $\alpha^* = 4 \text{ m}^{-1}$	Ks mesurée (Guelph) m/s $\alpha^* = 12 \text{ m}^{-1}$	Ks mesurée (Guelph) m/s $\alpha^* = 36 \text{ m}^{-1}$
12-1	4,29E-05	1,53E-04	3,20E-04	5,30E-04
12-2	4,29E-05	1,53E-04	3,20E-04	5,30E-04
12-3	2,15E-06	7,67E-06	1,60E-05	2,65E-05
12-4	3,93E-05	1,40E-04	2,93E-04	4,85E-04
12-5	1,29E-05	4,60E-05	9,60E-05	1,59E-04
12-6	4,19E-06	1,50E-05	3,13E-05	5,17E-05
12-7	8,20E-06	2,93E-05	6,12E-05	1,01E-04
12-8	8,58E-07	3,07E-06	6,41E-06	1,06E-05
12-9	8,30E-06	2,97E-05	6,19E-05	1,02E-04
12-10	2,12E-05	7,57E-05	1,58E-04	2,61E-04
12-11	1,14E-05	4,09E-05	8,54E-05	1,41E-04
12-12	6,29E-06	2,25E-05	4,70E-05	7,77E-05
12-13	5,72E-06	2,05E-05	4,27E-05	7,06E-05
12-14	5,44E-06	1,94E-05	4,06E-05	6,71E-05
12-15	7,44E-06	2,60E-05	5,55E-05	9,18E-05
Moyenne	1,46E-05	5,21E-05	1,09E-04	1,80E-04
Écart-type	1,43E-05	5,11E-05	1,07E-04	1,77E-04

Tableau 15. La dépendance des moyennes des K_s calculées du site pilote.

H (m)	\bar{K}_{36} / \bar{K}_1	\bar{K}_{36} / \bar{K}_4	$\bar{K}_{36} / \bar{K}_{12}$	\bar{K}_{12} / \bar{K}_4	\bar{K}_{12} / \bar{K}_1	\bar{K}_4 / \bar{K}_1
0,05	12,34	3,46	1,65	2,09	7,47	3,57

5500 Donc, on propose la moyenne des moyennes des valeurs calculées dans les catégories $\alpha^* = 4$ et $\alpha^* = 12 \text{ m}^{-1}$ comme la valeur représentative K_s pour la conductivité hydraulique du type de sol présent sur le site pilote :

$$K_s = \frac{\bar{K}_4 + \bar{K}_{12}}{2} \quad \text{Équation 21.}$$

Donc K_{\min} de cette équation est égale à la moyenne des valeurs calculées par le $\alpha^* = 4 \text{ m}^{-1}$ (\bar{K}_4) et K_{\max} est égale à la moyenne des valeurs calculées par le $\alpha^* = 12 \text{ m}^{-1}$ (\bar{K}_{12}) :

$$K_{\min} = \overline{K}_4 = 5,21 \times 10^{-5} \text{ m/s}$$

$$K_{\max} = \overline{K}_{12} = 10,9 \times 10^{-5} \text{ m/s}$$

En remplaçant les valeurs dans l'équation 21, on aura :

5510

$$K_s = \frac{\overline{K}_4 + \overline{K}_{12}}{2} = \frac{K_{\min} + K_{\max}}{2} = \frac{5,21 \times 10^{-5} + 10,9 \times 10^{-5}}{2} = 8,06 \times 10^{-5} \text{ m/s} \quad \text{Équation 22.}$$

Par ailleurs, on a :

$$\frac{K_{\max}}{K_{\min}} = \frac{\overline{K}_{12}}{\overline{K}_4} = \frac{10,9 \times 10^{-5}}{5,21 \times 10^{-5}} = 2,1 \Rightarrow \overline{K}_{12} \approx 2\overline{K}_4 \quad \text{Équation 23.}$$

L'hybridation des équations 21 et 22 donne, en ajoutant ou retranchant $0,5 K_4$ pour exprimer le CV = 100 % d'après le tableau 8 :

$$K_s = \frac{3}{2} \overline{K}_4 \pm 0,5 \overline{K}_4 \quad \text{Équation 24.}$$

En utilisant l'équation 23 et la valeur de \overline{K}_4 pour le site pilote, on aura :

$$K_s = \frac{3}{2} \times 5,21 \times 10^{-5} \pm 0,5 \times (5,21 \times 10^{-5}) = 7,82 \times 10^{-5} \pm 2,61 \times 10^{-5}$$

$$5,21 \times 10^{-5} < K_s < 10,43 \times 10^{-5} \text{ m/s}$$

5520

C'est-à-dire la conductivité hydraulique au site pilote varierait entre $5,2 \times 10^{-5}$ et $10,4 \times 10^{-5} \text{ m/s}$.

Enfin, malgré ce qu'on a fait au-dessus pour calculer la valeur moyenne de la K_s , on fait confiance sur les recommandations de Withe et Sully (1987) et Elrick et Reynolds (1989) qui conseillent de prendre K_{12} et on utilise les 15 valeurs de K_s obtenues avec $\alpha^* = 12 \text{ m}^{-1}$, qui représentera la variation spatiale de la conductivité hydraulique au site pilote, afin de calibrer les fonctions de pédotransfert. La recommandation de ces chercheurs a été fortifiée selon de nombreux essais au laboratoire et sur terrain.

3.3. Caractérisation pédologique des échantillons de sols

5530

Un des objectifs du projet était d'appliquer et de valider (évaluer les outils sur le terrain et proposer un ou plusieurs) certains outils techniques et protocoles

scientifiques sur un type de sol, complexe de préférence, en partant de l'hypothèse que si ces outils étaient validés sur un sol complexe, on pourrait les appliquer en confiance sur des sols différents et plus simples. Les essais ont été effectués sur les 15 échantillons du sol complexe du site pilote et les résultats sont présentés dans ce chapitre.

La détermination des caractéristiques physiques et hydrauliques d'une diversité de sols est un autre résultat attendu après le travail de validation méthodologique et ce second résultat sera présenté au chapitre 4. Il offrira comme perspective de tester des fonctions de pédotransfert pour en sélectionner une par type de sol qui servirait de premier modèle pour l'infiltration des eaux usées traitées.

Les sols développés dans l'Yonne et sur les plateaux calcaires de Bourgogne présentent, on l'a vu, des caractéristiques diverses. Pendant des campagnes de terrain dans le cadre du projet ANCRES, une dizaine de sites d'ANC récents (moins de 5 ans en général) ont été visités et échantillonnés, aux sols relevant de paysages pédologiques différents qui font partie de ceux présentés au chapitre 2 (Tableau 16). Dans la démarche décrite ci-dessus, les propriétés physiques d'une quinzaine d'échantillons de sols récupérés à côté des dispositifs d'ANC ont donc été mesurées. Notons que ces propriétés sont bien sûr en relation avec les changements qui se sont produits dans le sol durant la différenciation géologique et pédologique ; tout en ayant une connaissance minimale pré-requise sous cet angle, nous n'avons pas fixé comme objectif de retracer la genèse de ces sols.

Plus précisément, pendant les trois premières campagnes de terrain, 14 sites d'ANC ont été visités mais il n'a été possible de récupérer des échantillons du sol que sur 11 d'entre eux. En effet, les sols des sites n°5 et n°6 n'étaient pas accessibles à l'échantillonnage à la profondeur souhaitée (sols pas assez épais) et en particulier au site n°7, l'ANC a été installé directement dans une roche constituée de plaques de calcaires disjointes (une cave a ainsi été installée en enlevant les plaques une par une à la main !) et il n'y avait pas de sol à prélever. Sur certains sites, en revanche, on a échantillonné à plusieurs profondeurs dans des horizons pédo-géologiques distincts, et un site habité mais sans ANC a été visité en plus (Crosle).

Au site pilote (site n°12), 17 (dix-sept) échantillons du sol ont été prélevés ; 15 échantillons au fond de la fouille de l'ANC, un échantillon du fond de la fouille de la fosse septique, et un échantillon du sable du massif filtrant. Au total, 31 échantillons de sols dont 15 échantillons appartenant au fond de la fouille d'ANC du site pilote ont été caractérisés. Dans ce chapitre, on présente les résultats de la caractérisation hydraulique et physique des échantillons du site pilote (site n°12) et les résultats pour les autres sites visités seront présentés à la section 4.2.

3.3.1. Stratégie de prélèvement et préparation des échantillons de sols

5570 Le prélèvement des échantillons sur le terrain dépend d'abord de la problématique de l'analyse. L'opération de prélèvement des échantillons est aussi importante que leur analyse puisque la valeur de cette dernière repose entièrement sur la qualité de la première. On a prélevé les échantillons des sols selon le protocole préparé pour l'échantillonnage et en fonction de la pente de la parcelle d'ANC et de la permission du propriétaire de choisir la position de prélèvement. L'objectif était d'identifier succinctement les horizons du sol sur un profil vertical, et de prélever un échantillon du sol de 10 kg au minimum, à une profondeur de 60 à 120 cm qui est en général celle de l'évacuation des eaux traitées.

5580 Pour les endroits où aucun talus n'était disponible donc où l'observation directe des horizons du sol n'était pas possible, on a utilisé une tarière à main pour avoir une idée rapide du profil du sol et identifier les horizons du sol.

Ensuite, un trou a été fait par une tarière thermique de 25 cm de diamètre le plus profondément possible, selon l'épaisseur du sol et l'intensité de l'altération du substratum. Chaque site a sa situation particulière par rapport à la dureté du sol et la présence de cailloux. Pour chaque site, un profil du sol (un log) et un échantillon de 10 à 15 kg a été prélevé (Figure 49). Pour le site n°12 (site pilote) et le sol à Crosle (le talus, cf. chapitre 2), le profil des sols était directement accessible à proximité du point de l'échantillonnage et seulement des photos de ces profils ont été prises.

5590 La méthode employée pour faire les logs et les échantillons était efficace mais le travail pour le prélèvement est très dur et prend beaucoup de temps.



5600 **Figure 49. Déroulement du prélèvement d'un échantillon du sol. 1. prélever l'échantillon de 10 kg du sol par la tarière thermique. 2. placer le sol prélevé à la tarière dans un demi-tube en PVC pour reconstituer un log approximatif et emballer avec un film plastique transparent.**

5610

Tableau 16. Caractéristiques générales des parcelles utilisées en assainissement non collectif, visitées dans l'Yonne en vue de récupérer un échantillon du sol.

Code	Commune où se trouve le site	Filière d'ANC installée	Paysage pédologique	Nombre d'échantillons de sol
1	Sementron	Filtre à sable non drainé	BO	1
2	Coulangeron	Filtre à sable non drainé	BO	1
3	Coulangeron	Filtre à sable non drainé	BO	1
4	Merry-Sec	Tranchées filtrantes	BO	1
8	Chassy	Filtre à sable non drainé	CJ+AO+GA	1
9	Egleny	Lit d'épandage	AO	1
10	Les Ormes	Filtre à sable drainé	GA	1
11	Parly	Filtre à sable drainé	PC+PG+GA+AO	1
12	Ouanne	Filtre à sable non drainé	BO	15
12-FS	Ouanne	-	BO	1
12-Sable	-	-	-	1
13	Fontaines	Tranchée Filtrante	PC+PE	1
14	Lindry	Tranchée Filtrante	PC+PG+GA+AO	1
Crosle-le-Bas (Colluvion)	Coulangeron	-	BO	3
Crosle-le-Bas (J8)	Coulangeron	-	BO	1

3.3.2. Description des logs

La profondeur souhaitable des logs est de 60 à 120 cm. Mais sur certains sites d'ANC installés dans un sol riche en cailloux comme par exemple un remblai de carrière, ou un sol avec un substratum peu profond, on a été dans l'impossibilité de
5620 satisfaire cette condition, et donc on a fait un prélèvement moins profond.

Pour la plupart des échantillons, ceux des sols sur substrat calcaire, on a observé deux couches minérales qui constituent le sol :

- Couche A : il s'agit d'un horizon brun foncé, riche en matière organique. Il est de texture sableuse avec néanmoins la présence d'argile.. Les racines sont localisées dans les 20 premiers cm du sol et sont beaucoup plus denses dans les 10 premiers cm.
- Couche B : l'essentiel de cette couche est du sol calcaire avec des cailloux, ou bien du remblai ancien, et parfois du calcaire argileux (cas d'un sol sur craie, par exemple).

Certains dispositifs d'ANC sont construits sur un remblai, d'autres sur des graviers. C'est même un cas courant et on peut dire qu'il y a une grande probabilité de rencontrer un sol « anthropique » de type remblai, ancien ou nouveau, autour des dispositifs d'ANC ; c'est souvent en réalité le milieu où l'infiltration des eaux usées traitées s'effectue, et cela, en général, n'a pas été anticipé avant les travaux de construction d'habitation, de rénovation de bâtiment, ou de réhabilitation d'ANC.
5630

Les échantillons de sols ont été préparés au laboratoire de géotechnique du Conservatoire national des Arts et Métiers (Le Cnam) à Paris. La préparation comprend d'abord le séchage de l'échantillon à l'étuve (105°C). Ensuite, la séparation à la main des particules grossières (des cailloux), des racines et des morceaux éventuels de brique, etc. Puis, on procède au broyage du sol au pilon dans un mortier pour désagréger les agrégats du sol avant de passer le sol broyé par le tamis à 400 microns puis le tamis à 80 microns, afin de récupérer d'abord les particules inférieures à 400 microns puis celles inférieures à 80 microns pour faire les essais. De plus, une partie de chaque échantillon, après séchage, a été passée par le tamis à 2 mm afin de récupérer une petite quantité des particules inférieures à 2 mm pour déterminer la teneur en matière organique de chaque échantillon par calcination. La mesure des fractions pondérales en particules supérieures à 2 mm a
5640

été faite par le tamisage en voie humide des échantillons bruts. L'analyse granulométrique en voie humide a été faite pour deux échantillons du sol du site n°12, afin de réaliser la courbe granulométrique complète du sol (au dessus de 2 mm, on a distingué 4 fractions, et en-dessous 7 fractions) du site pilote et donc démontrer l'hétérogénéité de ce sol.

3.3.3. Humidité (teneur en eau) résiduelle

Le premier paramètre mesuré au laboratoire est l'humidité résiduelle (HR) des échantillons de sols. L'humidité résiduelle d'un échantillon de sol est définie comme la perte de masse après séchage à 105°C (masse finale M) exprimée par différence avec l'échantillon total du sol, préalablement équilibré à l'air libre (masse initiale M_{20}) dans des conditions moyennes de température (20°C) et de pression (Baize, 2000). Ce paramètre est un ratio qui peut s'exprimer par rapport au sol resté à l'air libre à 20°C ou séché à l'étuve à 105°C, mais la seconde solution est préférable, ainsi l'erreur sur HR est directement l'erreur sur M_{20} . La Figure 50 montre les valeurs de l'humidité résiduelle par rapport à la masse sèche (en %) des quinze échantillons récupérés à 120 cm au fond de la fouille du site pilote. Ci-dessous, les indices montrent la température de séchage.

$$HR = \frac{M_{20} - M_{105}}{M_{105}} \times 100 \quad \text{ou encore} \quad HR = \frac{M_w}{M} \times 100 \quad \text{Équation 25.}$$

En général, l'humidité résiduelle est directement proportionnelle au taux d'argile et au taux de matières organiques : HR est essentiellement une eau contenue dans la matrice de l'échantillon. Pour les sols homogènes sans cailloux, et dans une situation de laboratoire qui n'est pas connue, on admet des valeurs courantes HR de 4 à 8% pour des textures argileuses, et inférieures à 1% pour des horizons sableux peu humifères.

La détermination de HR permet de mieux situer et critiquer toutes les analyses fournies sur la texture de la matrice du sol et les propriétés physiques du sol. Par exemple, pour un échantillon argileux homogène, une humidité résiduelle supérieure à 8 % peut être l'indice d'un séchage imparfait. L'humidité relative de l'air dans le local de séchage a une influence notable sur l'humidité résiduelle : de 4 à 7 % pour un même échantillon.

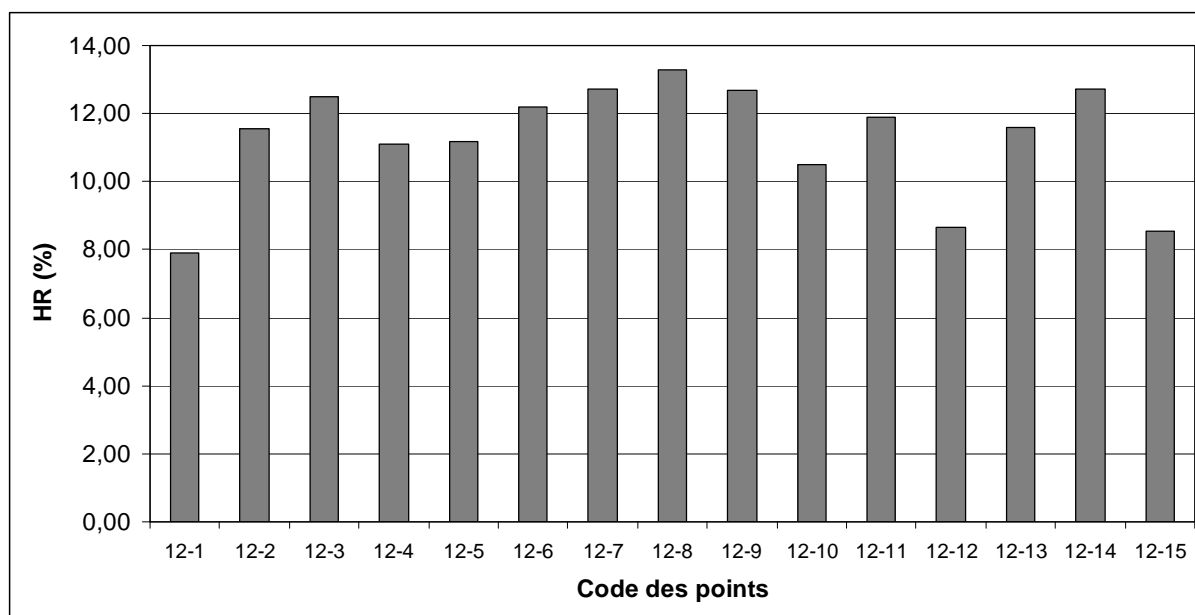


Figure 50. Teneur en eau résiduelle (par rapport à la masse sèche) des 15 échantillons du sol du site pilote.

3.3.4. La teneur en cailloux des échantillons

La fraction R_w des particules supérieures à 2 mm de six échantillons du site pilote (12-1, 12-3, 12-8, 12-10, 12-11 et 12-14) a été déterminée. Pour cela, les échantillons ont été tamisés au tamis à 2 mm par voie humide. R_w est le ratio de la masse sèche M_c des cailloux sur la masse sèche M de l'échantillon (cf. équation 1, section 1.3.1.1). Les résultats sont présentés au Tableau 17.

Tableau 17. La teneur en cailloux (> 2 mm) des échantillons du site pilote

Code de l'échantillon	M (g)	Mc (g)	R_w (g/g)
12-1	3801	2385	0,63
12-3	3545	1666	0,47
12-8	3689	1688	0,46
12-10	3750	2114	0,56
12-11	3644	1830	0,50
12-14	4037	1921	0,48

Les relations ci-dessous montrent que la teneur en cailloux dans le sol est en relation avec la teneur en eau du sol. Mais il faut choisir entre les 2 façons d'exprimer HR , par rapport à la masse sèche M ou par rapport à la masse humide M_H .

➤ Si HR est exprimé par rapport à la masse sèche de l'échantillon (M) :

$$HR = \frac{M_w}{M} \text{ et } M = M_c + M_m$$

où M_m est la masse de la matrice du sol sèche, M_w est la masse de l'eau dans le sol, HR et M_c ont été déjà définis.

En considérant que la masse d'eau est proportionnelle à la masse de matrice, on pose qu'il existe p une constante décimale telle que : $M_w = p \times M_m = p \times (M - M_c)$

$$\text{Donc : } HR = \frac{p \times (M - M_c)}{M}$$

$$HR = \frac{M \times p \times (1 - \frac{M_c}{M})}{M} \text{ et } R_w = \frac{M_c}{M}$$

D'où :

5700

$$HR = p \times (1 - R_w) \text{ ou } R_w = 1 - \frac{HR}{p}$$

Équation 26.

Dans l'équation 26, si $HR = 0$ alors $R_w = 1$; et si $R_w = 0$ alors $HR = p$.

➤ Si HR est exprimée par rapport à la masse humide du sol (M_H) :

$$HR = \frac{M_w}{M_H} \text{ et } M_H = M_m + M_c + M_w$$

$M_H - M_w = M$ où M_H est la masse de l'échantillon à l'état initial humide.

$$M_w = p \times M_m = p \times (M_H - M_w - M_c) \text{ et } M_H - M_w = M$$

$$\text{Donc : } HR = \frac{p \times (M - M_c)}{M_H}$$

$$M_H = M + M_w \Rightarrow M_H = M + p \times M_m \Rightarrow M_H = M + p \times (M - M_c)$$

$$\text{Donc : } HR = \frac{M \times p \times (1 - R_w)}{M + M \times p \times (1 - R_w)}$$

$$\text{Donc : } HR = \frac{p \times (1 - R_w)}{1 + p \times (1 - R_w)} \text{ ou } R_w = 1 - \frac{HR}{p \times (1 - HR)}$$

Équation 27.

5710

Dans l'équation 27, si $HR = 0$ alors $R_w = 1$ et si $R_w = 0$ alors $HR = \frac{p}{1 + p}$

Le graphique des données mesurées de l'humidité résiduelle en fonction de la teneur en cailloux mesurée met en évidence une corrélation entre HR et R_w des échantillons du site pilote (Figure 51). En augmentant la teneur en cailloux, l'humidité résiduelle diminue linéairement dans l'échantillon du sol. La comparaison de l'équation 26 avec ce graphique empirique révèle que cette équation peut représenter la réalité : il suffit de prendre p égal à 23,641 % (ou 0,23641 en décimal). L'hypothèse simple qui consistait à supposer que la masse d'eau est proportionnelle (existence de la constante p) à la masse de matrice est donc confirmée par l'expérience. On ne retiendra pas la seconde définition de HR qui aboutit à une relation non linéaire avec R_w .

5720

Ces résultats sont cohérents avec l'étude de Coutadeur *et al.* (2000a et 2000b) qui ont démontré que le taux d'évaporation se corrèle négativement avec la teneur en cailloux dans le sol. En conclusion, on peut dire que s'il existe une macroporosité au sein de la matrice ou à l'interface des cailloux et de la matrice, en tout cas, elle n'influence pas la rétention d'eau par le sol.

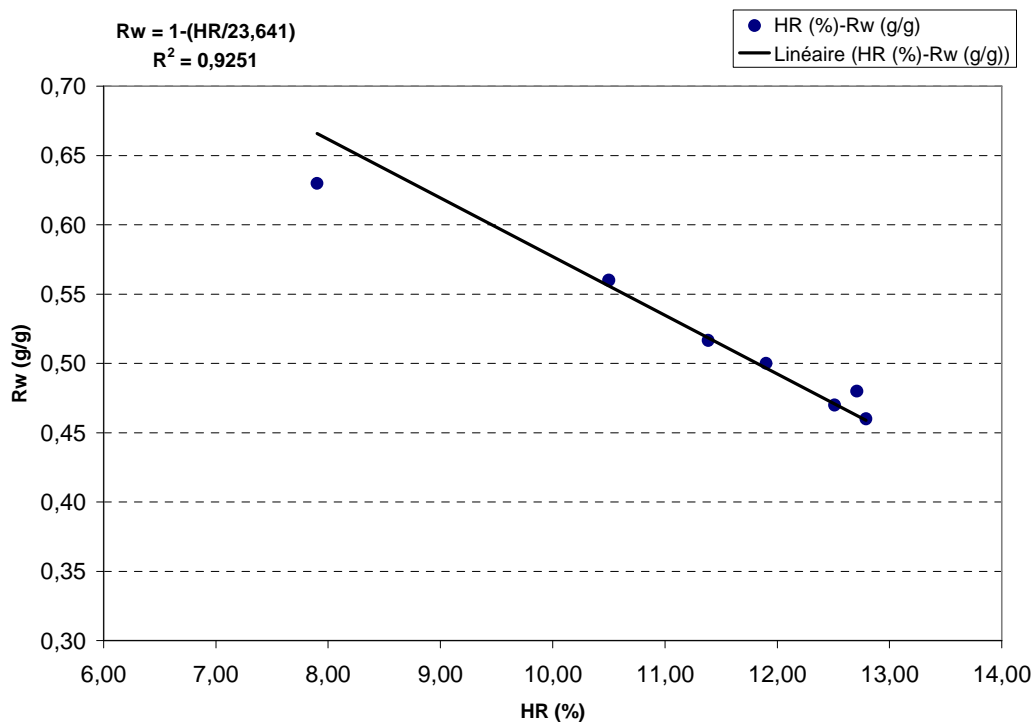


Figure 51. La corrélation empirique entre l'humidité résiduelle et la teneur en cailloux des échantillons du site pilote.

Notons que R_w est difficile à mesurer car il faut nettoyer les cailloux à la brosse de façon méticuleuse pour ne pas surestimer leur masse. Le paramètre HR est plus facile à mesurer. Cette corrélation sera utile pour estimer de façon plus simple la fraction des cailloux dans le sol qui est un facteur important pour les fonctions de pédotransfert. De plus, elle sera utile pour comprendre une autre corrélation qui sera trouvée entre R_w et la conductivité hydraulique mesurée par l'appareil Guelph sur le site pilote.

3.3.5. Analyse granulométrique des échantillons

La courbe granulométrique représente le pourcentage en masse des grains de dimension inférieure à D en fonction de la dimension D d'un grain. On l'obtient par tamisage en voie humide pour les grains de dimension supérieure à 80 microns et par sédimentation pour les grains de dimension inférieure à 80 microns. En densimétrie, D est le diamètre d'une sphère de même poids que le grain. En tamisage, c'est la maille du tamis.

L'analyse de la granulométrie des particules des échantillons du site pilote et du sable utilisé pour le massif filtrant a été faite en fonction du type du sol et pour fournir l'information demandée par la classification employée. Ainsi, le sable a été caractérisé par une analyse granulométrique par voie sèche. L'analyse granulométrique par voie humide a été faite pour deux échantillons du site pilote selon le protocole décrit dans la norme XP P 94-056 (1996). La détermination de la courbe granulométrique en voie humide a été faite pour les échantillons 12-11 et 12-14 du site pilote (Figure 52). Pour les autres échantillons, seule a été faite l'analyse par sédimentométrie.

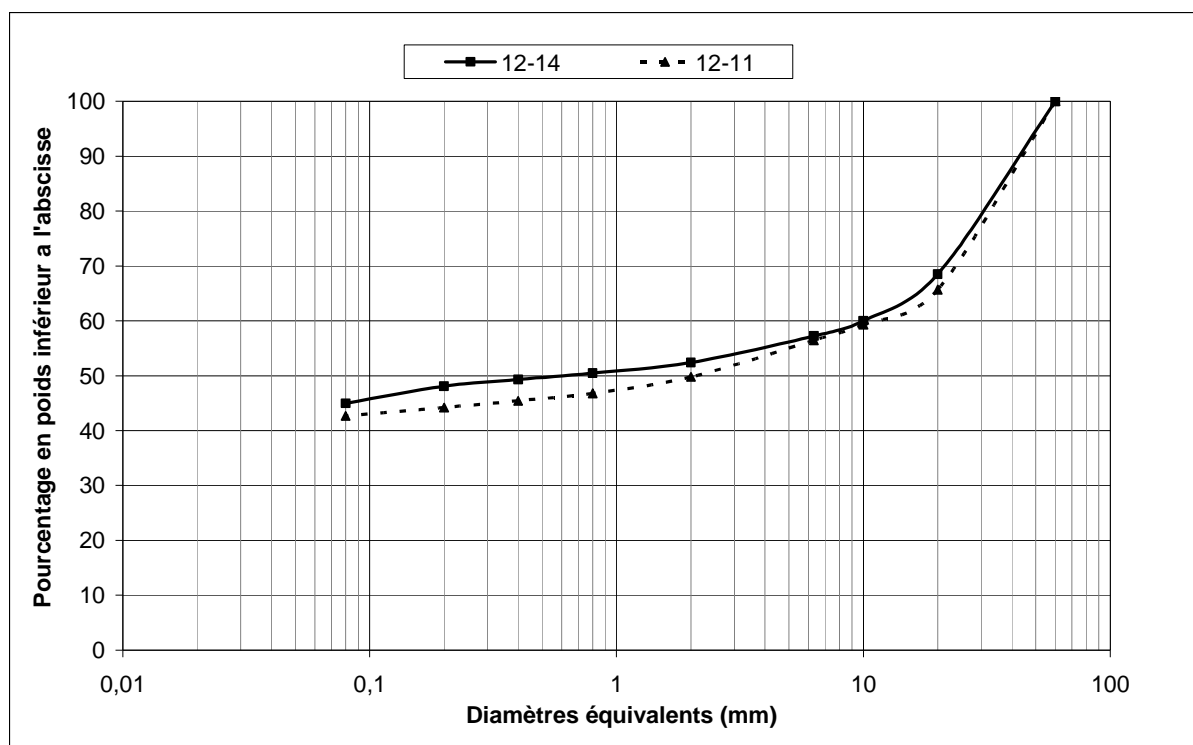


Figure 52. Courbe granulométrique des échantillons 12-11 et 12-14 du site pilote, obtenue par voie humide.

Les courbes démontrent une granulométrie fortement non uniforme du sol du site pilote. Elle montre que pour 46 % des particules qui sont inférieures à 2 microns dans le sol, il y a 49 % des particules qui sont supérieures à 2 mm. Donc, environ 95 % des particules du sol du site pilote sont aux deux extrêmes, très fines ou grossières.

5760 De plus, pour les particules inférieures à 80 microns de chaque échantillon du sol, une analyse granulométrique par sédimentation (AFNOR, NF-94-057, 1996) et ensuite par granulométrie laser a été faite et les résultats de ces deux dernières méthodes ont été comparés. Finalement, une observation microscopique a été faite en passant des spécimens fins (< 80 microns) au microscope électronique à balayage (MEB) pour identifier le type d'argile dans le sol.

3.3.5.1. Analyse granulométrique du sable (massif filtrant)

5770 L'analyse granulométrique du sable du massif filtrant (MF) au site pilote a été réalisée par voie sèche afin de vérifier s'il est dans le fuseau granulométrique recommandé dans le DTU 64.1-P1-2 (2007) autorisant son utilisation pour l'ANC. La courbe granulométrique du sable est proche de la limite inférieure du fuseau proposé dans l'annexe A de cette norme (Figure 53).

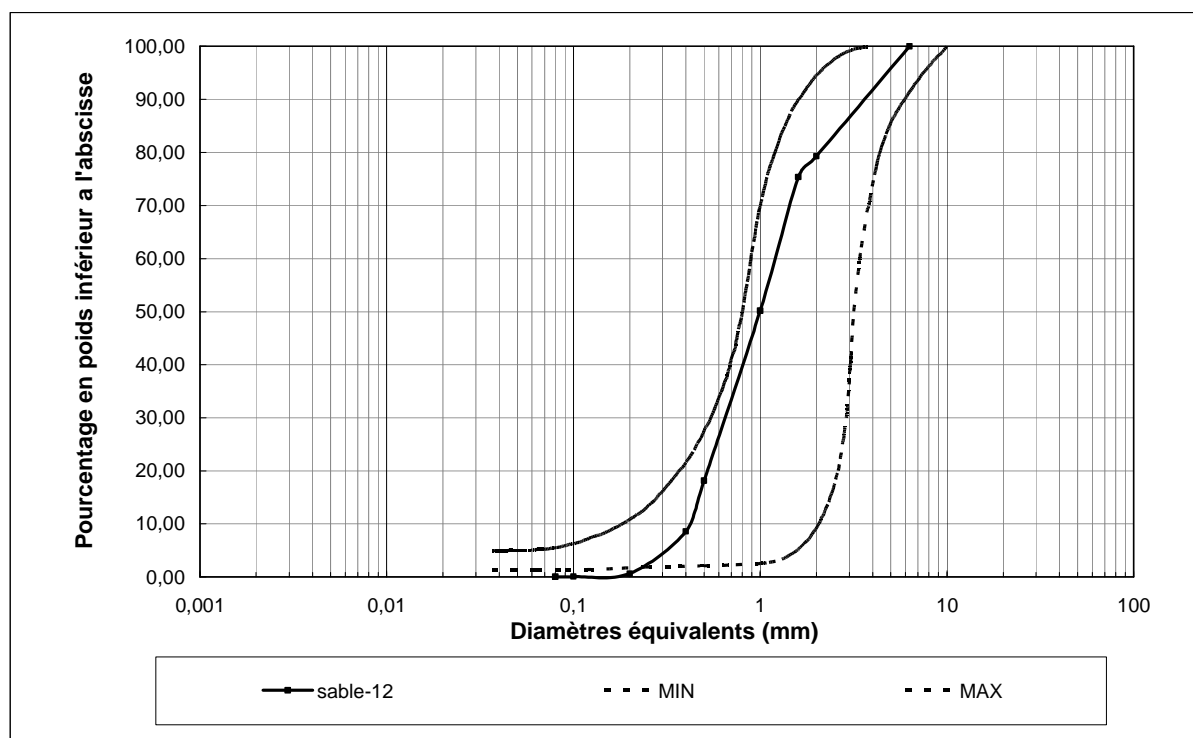


Figure 53. Courbe granulométrique du sable utilisé au site pilote comme massif filtrant, et les limites MIN et MAX proposées par la norme.

Liénard *et al.* (2001) ont proposé un intervalle entre 0,25 et 2,10 pour le diamètre effectif (D_{10}) du sable utilisé pour le massif filtrant. D_{10} correspond à la taille d'ouverture de la maille du tamis laissant passer 10 % de la masse du sable. D'après l'analyse granulométrique, D_{10} pour le sable du site pilote est égal à 0,42 qui le place dans la gamme acceptable pour l'ANC.

5780 L'autre facteur important est le coefficient d'uniformité (C_u) qui est le rapport entre le diamètre laissant passer 60 % des particules (D_{60}) et celui qui en laisse passer 10 % (D_{10}). Ces deux paramètres ont été déterminés sur la courbe granulométrique du sable (Figure 53).

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}}$$

Ce coefficient exprime le degré d'hétérogénéité granulométrique du sable. Un sol tel que $C_u < 3$ est dit à granulométrie uniforme ; un sol tel que $C_u > 3$ est dit à granulométrie étalée. Selon DTU 64.1-P1-2 (2007), il est important d'utiliser un sable uniforme mais déconseillé d'utiliser un sable qui possède un coefficient d'uniformité inférieur à 3 (ou supérieur à 6). Pour le sable rapporté au site pilote, C_u vaut 3,10 qui

5790 correspond au seuil proposé par DTU.

Les résultats de cette analyse montrent que la granulométrie du sable utilisé au site pilote est aux conditions recommandées par le DTU. C'est un sable commercialisé pour cet usage. Noter que le fournisseur ne garantit qu'une granulométrie moyenne statistique et non la courbe granulométrique du chargement de chaque camion. Nous remercions ici le fournisseur du sable pour ANC que nous avons utilisé, Holcim Granulats France, à Saint Eloi (Nièvre, 58) et son transporteur, STAS Transports à Villeneuve-Saint-Germain (Aisne, 02).

3.3.5.2. Analyse granulométrique du sol du site pilote

5800 La texture du sol est liée à la composition granulométrique et peut s'exprimer en utilisant un diagramme triangulaire de texture. Ce diagramme est fondé sur la teneur en argile (< 2 microns), en limon (2-50 microns) et en sable (> 50 microns). Des champs sont délimités dans ce diagramme de telle sorte qu'ils correspondent à des sols possédant des propriétés physiques voisines. A chaque champ est associée une appellation texturale. Les limites des classes granulométriques ne sont pas uniques de même que le découpage du diagramme. Celui utilisé par le Département de l'Agriculture des Etats-Unis d'Amérique (USDA), avec un découpage en 12 champs, est le plus courant et il est utilisé dans cette thèse (section 3.3.5.2 et 4.2.2).

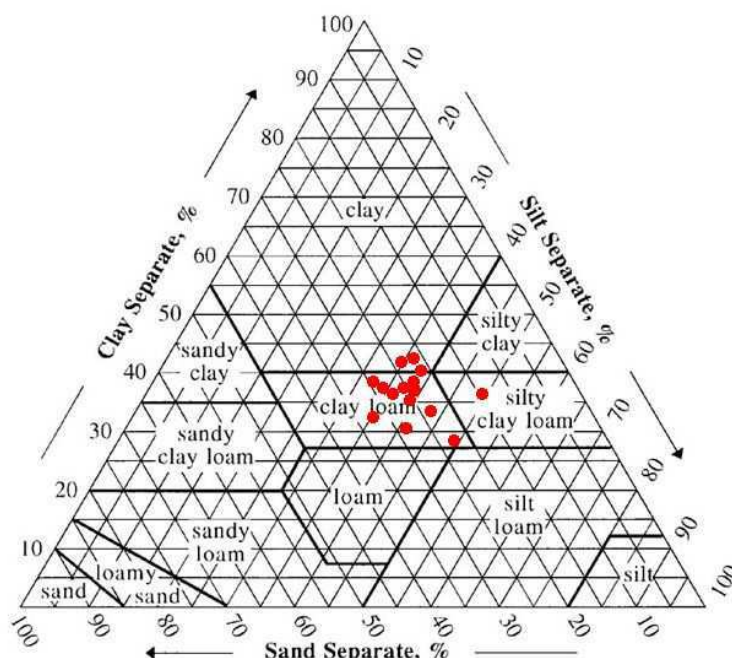
5810 L'analyse granulométrique par la méthode de sédimentation a été effectuée pour tous les échantillons du site pilote selon la norme française NF-94-057 (1996). Ces essais ont été faits pour classer les particules fines de la matrice du sol et ensuite pour utiliser les proportions d'argile, de limon et de sable dans les fonctions de pédotransfert. Les résultats des essais de sédimentation sont récapitulés au Tableau 18. En moyenne, dans la matrice du sol du site pilote, il existe 37 % d'argile (< 2 μm), 37,7% de limon (2-50 μm) et 25,3% de sable (> 50 μm). En reportant les proportions des trois classes des particules de chaque échantillon sur le triangle de texture (Figure 54), on s'aperçoit que les variations de texture des 15 échantillons sont concentrées dans la classe des limons argileux (*clay loam*) avec 2 ou 3 sols à la limite de l'argile. Ce triangle de la texture du sol montre les 12 grandes classes texturales et les pourcentages de la taille des particules (Argile, > 2 μm ; Limon, 2-50 μm ; Sable, > 50 μm) telles que définies par l'USDA.

5820 La détermination de la teneur en cailloux R_w et aussi la texture des particules fines des échantillons du site pilote révèlent une hétérogénéité significative de ce sol

du type colluvion. Tandis qu'il y a en moyenne 52 % (en masse) des particules supérieures à 2 mm dans le sol, une matrice fine de texture limon argileux occupe l'espace entre les cailloux. Donc, on est confronté à un sol particulier qui aura des propriétés hydriques spéciales.

Tableau 18. Les fractions des particules fines des échantillons du site pilote.

Code de l'échantillon	% Argile	% Limon	% Sable
12-1	37,5	38	24,5
12-2	41	37	22
12-3	39	31	30
12-4	33	34	33
12-5	42,5	33,5	24
12-6	34	42	24
12-7	43	35	22
12-8	36	38	26
12-9	38	33	29
12-10	39	37	24
12-11	37	48	15
12-12	29	48	23
12-13	31	40	29
12-14	38	36	26
12-15	37	35	28
Moyenne	37	37,7	25,3



5830 **Figure 54. Variations des proportions de l'argile (< 2 µm), du limon (2–50 µm), et du sable (> 50 µm) pour les 15 échantillons du sol du site pilote.**

3.3.5.3. Comparaison des méthodes de mesure de la texture

Pour évaluer la pertinence de l'application de la granulométrie laser pour identifier la texture de la matrice des sols, on a effectué une analyse granulométrique laser sur les mêmes échantillons, puis les résultats obtenus par sédimentation (traditionnelle) et laser ont été comparés.

Actuellement, il existe des réticences à utiliser le laser car il existe peu de corrélation entre cette méthode et les autres méthodes. La méthode traditionnelle est utilisée comme référence dans beaucoup de pays et il existe de nombreuses
5840 corrélations entre pipette et densimètre qui montrent que les résultats de ces deux méthodes traditionnelles sont comparables.

Le problème de la relation entre les méthodes laser et traditionnelle peut dépendre des propriétés de la fraction argileuse (Buurman *et al.*, 1997). C'est-à-dire que cela dépend de la densité réelle des particules pour la méthode au densimètre, de la forme des particules pour les deux méthodes, et de la variabilité de l'indice de réfraction des particules pour le laser avec la méthode de Mie (Beuselink *et al.*, 1998 ; Vitto et Salder, 1997). La méthode Mie est une théorie de diffusion qui a été développée par Bohren et Huffman (1983). Dans cette méthode, l'efficacité
5850 d'extinction est une fonction de la longueur d'onde laser, du diamètre des particules et de l'indice de réfraction, et peut être calculée en utilisant cette théorie. En effet, les deux méthodes sont fondées sur l'hypothèse que les particules sont sphériques, ce qui implique des erreurs quand les particules sont de formes irrégulières. Ainsi, la méthode au laser va sous-estimer la fraction argileuse et les méthodes traditionnelles à la pipette et au densimètre vont surestimer la fraction argileuse (ceci a été établi dans l'ensemble des études sur le sujet). En effet, la sous-fraction argileuse (60 % des plus petites parties de la fraction argileuse) n'est pas détectée en diffraction laser, mais elle est détectée à la pipette (Scheltan, 1991).

La granulométrie est effectuée à l'aide d'un granulomètre laser de marque Beckman Coulter modèle LS 230. Cet appareil est capable de mesurer des
5860 particules ayant un diamètre de 0,04 micron à 2 mm (Figure 55).



Figure 55. Le Granulomètre Laser LS 230 au Laboratoire Navier (ENPC).

La comparaison des résultats obtenus par le laser et la sédimentation montre que la fraction argileuse inférieure à $2\ \mu\text{m}$ est sous-estimée par le laser, et/ou surestimée par la sédimentation. Par ailleurs, et de façon cohérente avec ce qui précède, la fraction limoneuse est surestimée par la méthode laser. Les mêmes résultats sont cependant obtenus pour les fractions supérieures à $63\ \mu\text{m}$, ce qui correspond à la limite supérieure de la classification française. Ces observations sont valables pour toutes les courbes granulométriques des 15 échantillons du sol étudié et confirment les hypothèses établies dans les études précédentes. Le Tableau 19 récapitule les différentes classes de sol obtenues au laser et à la sédimentation. Ce tableau montre que le densimètre classe les sols plutôt vers les argiles ou argiles limoneuses alors que le laser classe les sols vers le limon.

5870

Tableau 19. Résultats de l'analyse de texture par la sédimentation et le laser.

Sol	La texture par la sédimentation				La texture par le laser			
	% argile	% silt	% sable	classification USDA	% argile	% limon	% sable	classification USDA
	> 2 μm	2 μm - 50 μm	> 50 μm		> 2 μm	2 μm - 50 μm	> 50 μm	
12-1	37,5	38	24,5	clay	2,2	86,7	11,1	silt
12-2	41	37	22	clay	2,3	87,2	10,5	silt
12-3	39	31	30	clay loam	2,6	87,4	10,0	silt
12-4	33	34	33	clay loam	2,3	86,7	11,0	silt
12-5	42,5	33,5	24	clay	2,5	86,2	11,4	silt
12-6	34	42	24	clay loam	3,2	86,6	10,2	silt
12-7	43	35	22	clay	2,8	88,4	8,8	silt
12-8	36	38	26	clay loam	2,6	87,3	10,1	silt
12-9	38	33	29	clay loam	2,2	87,8	10,0	silt
12-10	39	37	24	clay loam	2,4	87,6	10,0	silt
12-11	37	48	15	silt clay loam	4,3	88,3	7,4	silt
12-12	29	48	23	clay loam	3,7	86,3	10,0	silt
12-13	31	40	29	clay loam	3,5	85,7	10,8	silt
12-14	38	36	26	clay loam	4,4	88,0	7,6	silt
12-15	37	35	28	clay loam	2,7	84,8	12,5	silt loam

Les résultats de la détermination de la surface spécifique de la matrice fine des échantillons avec deux méthodes différentes (présentées ci-après) révèlent que les résultats de la densimétrie sont plus représentatifs de la réalité du sol du site pilote.

3.3.6. Analyse de la surface spécifique du sol

La surface spécifique S_s des échantillons a été déterminée par deux méthodes. D'abord, pour mesurer la surface spécifique totale S_{st} (interne + externe), on a utilisé la méthode conventionnelle du bleu de méthylène (méthode de la tâche) suivant la norme NF P94-068 (1998) qui est appliquée au laboratoire de Géotechnique du Cnam. De plus, la méthode de l'injection d'azote gazeux (BET) a été employée afin de mesurer la surface spécifique externe S_{se} des échantillons. Ce dernier appareil est installé au laboratoire de Métallurgie du Cnam (Figure 56). La détermination de la surface spécifique par ces deux méthodes nous fournit premièrement la quantité de la surface spécifique (m^2/g) et deuxièmement, par différence entre les deux valeurs ci-dessus, on calcule la surface spécifique interne S_{si} . La mesure de la surface spécifique nous permet d'avoir accès à la réactivité du sol qui est l'une des

caractéristiques physico-chimiques importantes des argiles pour les fonctions de rétention et affinage (épuration secondaire) des sols.

$$S_{si} = S_{st} - S_{se} \quad \text{Équation 28.}$$

En conséquence, une interprétation sur l'existence d'argile et aussi sur le type d'argile dans le sol sera possible. Les résultats des mesures par les deux méthodes ont été récapitulés au Tableau 20. La moyenne de la surface spécifique totale du sol est 88,7 m²/g, la surface spécifique externe est 24,4 m²/g et en conséquence, la surface spécifique interne est 64,3 m²/g. En comparant les valeurs obtenues pour la surface spécifique totale des échantillons avec celles citées par Warrick (2001) au

Tableau 21 pour divers minéraux, on déduit que la matrice du sol du site pilote est dans la gamme du limon argileux et de l'argile. La matière organique n'est pas une phase minérale et la CEC du sol dépend manifestement d'autres facteurs que les minéraux. De plus, cela nous dit que le type d'argile du site pilote est majoritairement de la kaolinite ou bien un mélange de kaolinite et illite. Notons qu'une capacité d'échange cationique (CEC) entre 15 et 40 meq/100 g a été proposée pour l'illite et la kaolinite (Hillel, 2004).



Figure 56. L'appareil BET pour la mesure de la surface spécifique, installé au Cnam.

Tableau 20. Résultats de la surface spécifique (m²/g) des échantillons du sol du site pilote par deux méthodes de mesure : bleu de méthylène et BET.

Code de l'échantillon	% Argile	% Limon	% Sable	S _{st} (bleu de méthylène)	S _{se} (BET)	S _{si} (calculée)
12-1	37,5	38	24,5	98,0	38,4	59,6
12-2	41	37	22	106,2	34,1	72,1
12-3	39	31	30	98,0	21,9	76,1
12-4	33	34	33	93,1	24,6	68,5
12-5	42,5	33,5	24	102,1	38,3	63,8
12-6	34	42	24	69,4	18,4	51,0
12-7	43	35	22	93,9	36,5	57,4
12-8	36	38	26	85,8	15,0	70,0
12-9	38	33	29	98,0	21,7	76,3
12-10	39	37	24	93,9	18,3	75,6
12-11	37	48	15	77,6	19,6	58,0
12-12	29	48	23	69,4	21,7	47,7
12-13	31	40	29	81,7	13,9	67,8
12-14	38	36	26	89,8	27,0	62,8
12-15	37	35	28	73,5	16,0	57,5

Tableau 21. Les gammes typiques de la surface spécifique des argiles et les classes de sols (Warrick, 2001).

Matériau	Surface spécifique (m ² /g)
Minéral	
Kaolinite	15-20
Illite	80-100
Bentonite	115-260
Montmorillonite	280-500
Calcite	0,047
Sol	
Sable	< 10
Limon sableux	5-20
Limon argileux	15-40
Argile	> 25

La fraction fine est la plus sensible en termes d'échanges surfaciques entre les phases minérales solides et les substances dissoutes ou en suspension (MES) dans la solution interstitielle du sol, car la surface spécifique est d'autant plus grande que la particule est de petite taille. La fraction des cailloux, c'est-à-dire les particules supérieures à 2 mm, représente on l'a vu plus haut en moyenne 52 % de la masse totale des échantillons du sol du site pilote. Dans cette colluvion, la matrice qui contrôle la filtration des MES, la rétention des molécules et éléments (polluants potentiels), et dont la porosité conditionne l'affinage (épuration tertiaire) par les bactéries du sol, représente donc moins de la moitié de la masse du sol.

3.3.7. Observation microscopique des particules fines du sol

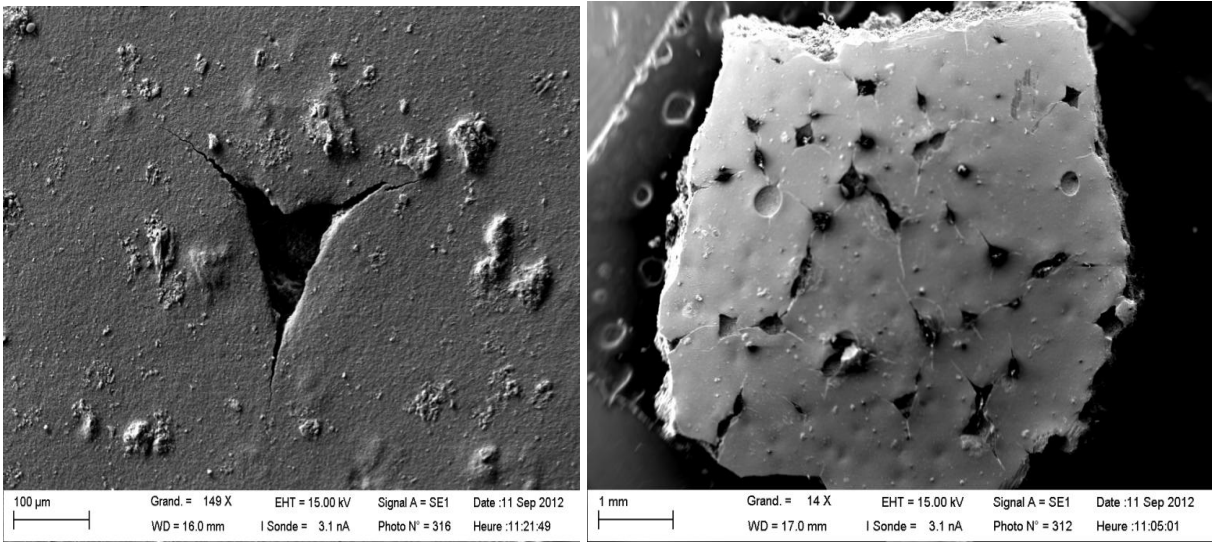
Afin d'obtenir des informations sur l'état de surface des particules fines, des observations au microscope électronique à balayage (MEB) ont également été effectuées sur les particules passant le tamis 80 μm . On illustre cette méthode sur les échantillons du sol du site pilote.

Avant de passer les échantillons dans la chambre sous vide du MEB, les échantillons ont été préparés. Pour cela, on a utilisé les particules fines inférieures à 80 microns. Dans un petit récipient en aluminium, une aliquote de quelques grammes de l'échantillon a été brassée dans l'eau pour faire une boue homogène de chaque échantillon. Les récipients contenant les boues ont été séchés à l'étuve et finalement, on a obtenu des morceaux de sol d'épaisseur inférieure à 2 mm, des pastilles de fines, prêtes pour l'observation au MEB (Figure 57). Ensuite, ces morceaux ont été métallisés avec de l'or. Les observations au MEB ont été faites au laboratoire de Métallurgie du Cnam à Paris.

Sur les images prises au MEB, on a mis en évidence l'existence de fissures de retrait de l'argile en forme d'étoile, comme cité par Hénin (1976) avec des angles de 120° qui est due au séchage lors de la préparation des spécimens. Les feuillets d'argile ressemblent aux particules de kaolinite, d'après le référentiel d'images (Murray, 2007). Enfin, l'existence d'une porosité intragranulaire est visible (Figure 57 et Figure 58).

Une analyse chimique élémentaire des grains a été obtenue à partir de la microscopie électronique à balayage. Le sol du site pilote est composé principalement de silicium (Si) et d'aluminium (Al), avec des petites traces de

5950 magnésium (Mg), potassium (K) et sodium (Na). Ceux-ci sont des éléments chimiques caractéristiques des argiles (Figure 59). Le pic de l'or (Au) est dû à la métallisation avec l'or. La valeur interprétative de cette analyse reste qualitative. Pour obtenir un résultat quantitatif, il faut accompagner les images MEB avec l'analyse des éléments chimiques dans les échantillons par la diffraction du rayon X (RDX). Cette analyse n'a pas été faite dans cette thèse.



5960 **Figure 57. Les fissures sur la surface de la pastille de fines d'un échantillon du sol du site pilote, formées à cause du retrait pendant le séchage.**

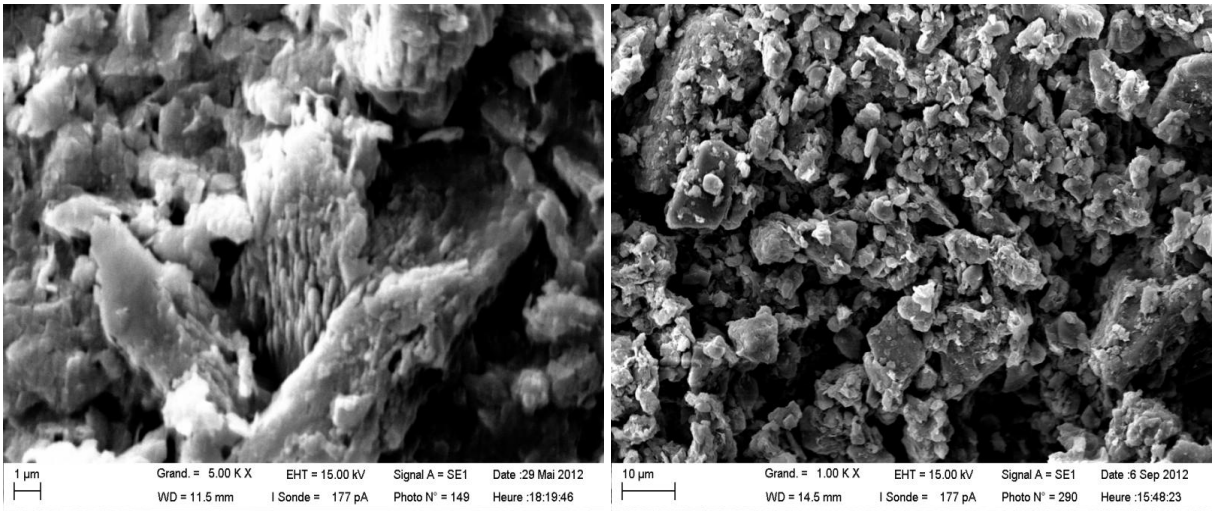
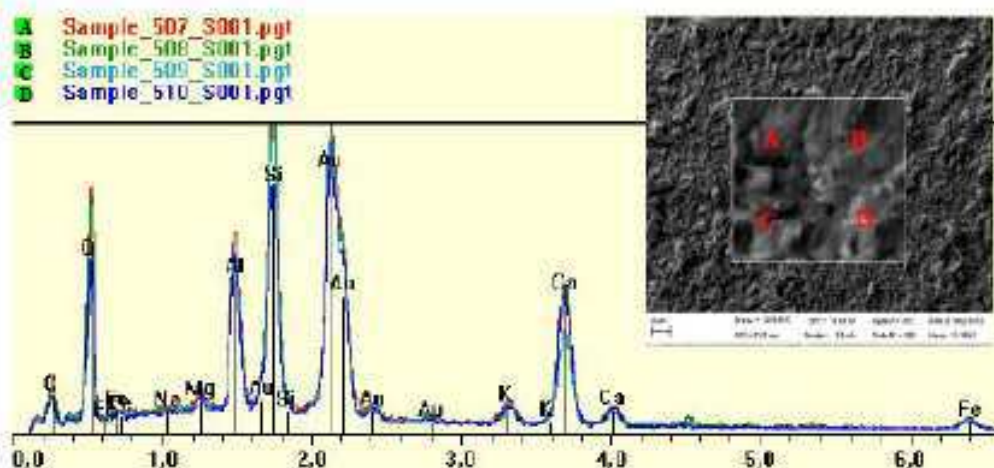


Figure 58. La porosité intragranulaire (à gauche) et les feuillets d'argile (à droite) des particules fines du sol du site pilote.

Princeton Gamma-Tech, Inc.
Spectrum Report
vendredi 21 septembre 2012

File: Sol_12-11-point1234
Collected: septembre 21, 2012 11:27:12

Live Time: 60.00 Count Rate: 2888 Dead Time: 24.90 %
Beam: 20.00 Beam: 2.00 Takeoff: 35.00
Voltage: Current: Angle:



Element	Line	keV	KRatio	Wt%	At%	At Prop	ChiSquared
C	KA1	0.277	0.0000	0.00	0.00	0.0	
O	KA1	0.523	0.1873	78.31	92.26	0.0	50.45
Na	KA1	1.041	0.0010	0.36	0.29	0.0	50.45
Mg	KA1	1.254	0.0020	0.48	0.38	0.0	50.45
Al	KA1	1.487	0.0149	2.85	1.99	0.0	50.45
Si	KA1	1.740	0.0226	3.60	2.42	0.0	50.45
K	KA1	3.313	0.0026	0.34	0.16	0.0	18.73
Ca	KA1	3.691	0.0232	2.86	1.34	0.0	18.73
Fe	KA1	6.403	0.0031	0.34	0.12	0.0	0.82
Au	MA1	2.121	0.0868	10.86	1.04	0.0	50.45
Total			0.3434	100.00	100.00	0.0	36.85

Figure 59. Spectre au MEB en quatre points de la pastille de fines du sol 12-11 du site pilote.

3.3.8. Analyse de consistance du sol : les limites d'Atterberg

Un sol est liquide, plastique ou solide selon sa teneur en eau. Les limites d'Atterberg sont les valeurs de teneur en eau qui séparent l'état solide de l'état plastique (limite de plasticité) et ce dernier de l'état liquide (limite de liquidité). L'état du sol a été évalué par les limites de liquidité w_L et de plasticité w_p pour les échantillons du sol du site pilote (AFNOR, P94-051, 1993). Les particules fines inférieures à 400 microns ont été utilisées pour ces essais. La limite de liquidité a été

déterminée par deux techniques (la coupelle et le cône de pénétration). La limite de plasticité a été mesurée par la technique au rouleau. L'indice de plasticité I_p qui est l'intervalle entre ces deux limites, ainsi que l'activité des argiles A qui est le rapport de l'indice de plasticité sur le pourcentage pondéral d'argile dans le sol, ont été calculés (Tableau 24).

5980 L'indice de plasticité mesure l'étendue de la plage de teneur en eau dans laquelle le sol se trouve à l'état plastique. Suivant la valeur de leur indice de plasticité, les sols peuvent se classer comme indiqué dans le Tableau 22. Pour des sols de même origine, les limites de plasticité et de liquidité, ou encore l'indice de plasticité et la limite de liquidité, sont liés par une relation linéaire empirique. La droite moyenne pour cette équation a été proposée par Casagrande (1932) comme ci-dessous :

$$I_p = 0,73 \times (w_L - 0,20)$$

5990 Cette droite (ligne A) est tracée sur la Figure 60 qui est utilisée pour la classification des sols fins. La classification des « laboratoires des ponts et chaussées » ou « classification LPC », qui n'est autre que la classification USCS (Unified Soil Classification System) adaptée aux seuils granulométriques utilisés en France (1965) est employée sur la Figure 60. Cette classification utilise les caractéristiques de plasticité w_L et I_p et la ligne A pour identifier les sols.

Les valeurs d'activité des argiles, qui varient selon les sols, peuvent être commodément classées en cinq groupes comme le montre le Tableau 23. Cette valeur est 0,46 pour la kaolinite, 0,9 pour l'illite, et supérieure à 1,25 pour la montmorillonite (Skempton, 1953). Les résultats de l'indice de plasticité et l'activité des argiles des échantillons du site pilote montrent que le sol du site pilote est un sol peu plastique et inactif du point de vue de l'activité des argiles (Figure 60).

6000

Tableau 22. Degré de plasticité des sols (Legrand, 2012)

Indice de plasticité (Ip)	Degré de plasticité
0 – 5	Sol non plastique (l'essai perd sa signification dans cette gamme de valeurs)
5 – 30	Sol peu plastique
30 –50	Sol plastique
> 50	Sol très plastique

Tableau 23. Classification des argiles selon la valeur de l'activité des argiles (A) (Skempton, 1953).

Activité des argiles (A)	Classification
0 – 0,5	inactif
0,5 – 0,75	peu actif
0,75 – 1,25	normal
1,25 – 2	actif
> 2	très actif

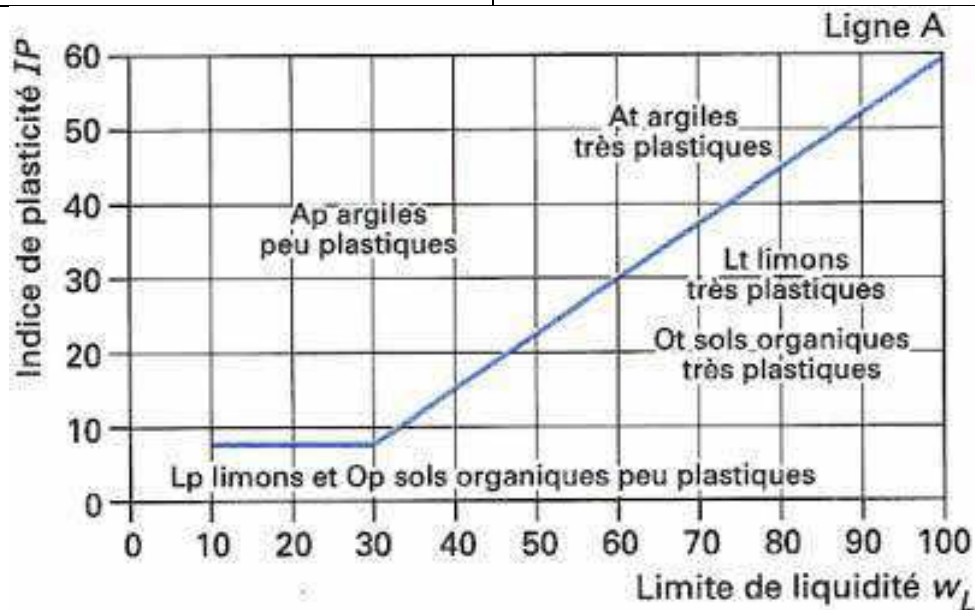


Figure 60. Classification des sols fins en laboratoire, diagramme de plasticité (LCPC, 1965).

Tableau 24. Les indices de consistance des échantillons du site pilote.

Echantillon	Argile (%)	w _L (%)	w _P (%)	I _p	A
12-1	37,5	44,92	24,24	20,68	0,55
12-2	41	45,01	28,20	16,81	0,41
12-3	39	43,88	23,45	20,43	0,52
12-4	33	43,80	25,66	18,14	0,55
12-5	42,5	43,84	27,10	16,74	0,39
12-6	34	40,17	22,75	17,42	0,51
12-7	43	43,31	25,19	18,12	0,42
12-8	36	41,72	21,58	20,14	0,56
12-9	38	40,03	23,11	16,92	0,45
12-10	39	42,38	24,36	18,02	0,46
12-11	37	37,64	25,82	11,82	0,32
12-12	29	38,30	24,82	13,48	0,46
12-13	31	40,16	23,31	16,82	0,54
12-14	38	47,07	29,42	17,65	0,46
2-15	37	41,02	20,07	20,95	0,57

3.3.9. La teneur en carbonate de calcium des échantillons

6020

La teneur en carbonate de calcium CaCO_3 d'un sol est déterminée par attaque à l'acide chlorhydrique d'une certaine quantité de sol sec. La mesure de la quantité de gaz carbonique dégagé permet de calculer la masse de carbonate de calcium dissoute et donc la teneur en carbonate de calcium du sol exprimée en pourcentage de la masse sèche totale de la phase solide du sol.

L'essai se réalise selon la norme XP P 94-047 (1998) au calcimètre Dietrich-Frühling sur la matrice du sol (ici la fraction < 400 microns), installé au laboratoire de Géotechnique du Cnam. Les sols fins contenant du carbonate de calcium peuvent être désignés comme indiqué dans le Tableau 25.

Tableau 25. Dénomination des sols fins calcaires (Legrand, 2012).

Pourcentage de CaCO ₃	Dénomination
0 – 10	Argile
10 – 30	Argile marneuse
30 – 70	Marne
70 – 90	Calcaire marneux
90 – 100	Calcaire

6030 **Tableau 26. Résultats de détermination de la teneur en carbonate de calcium du site pilote**

Sol	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
%	33	34	49	47	45	50	47	49	44	46	47	50	45	41	50

Selon les résultats au Tableau 26, le sol du site pilote se classe dans la gamme de l'argile marneuse contenant un pourcentage élevé de calcaire.

3.3.10. La teneur en matière organique

La matière organique (MO) des échantillons du site pilote a été déterminée par la méthode de calcination à 525°C, selon la norme NF ISO-10694 (1995). Cet essai a été effectué au laboratoire du Leesu à l'ENPC. Les résultats ont été récapitulés au Tableau 28. Les sols incluant une composante organique sont classés en fonction de leur teneur en matière organique (Tableau 27).

6040 **Tableau 27. Classification des sols ayant une composante organique (AFNOR, 14688-2, 2005)**

Teneur en matière organique (%)	Sol
2 – 6	Faiblement organique
6 – 20	Moyennement organique
> 20	Fortement organique

Tableau 28. Résultats de détermination de la teneur en matière organique du sol du site pilote.

So l	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
M O %	4,3 5	4,4 8	4,4 1	4,1 9	4,4 5	4,2 1	4,3 0	4,2 6	4,1 6	3,3 7	4,0 2	3,4 3	5,9 6	4,3 2	4,3 0

En comparant les résultats avec les limites proposées par la norme NF EN ISO 14688-2 (2005), les échantillons du site pilote sont tous faiblement organiques.

3.4. Détermination *in situ* de la masse volumique apparente d'une colluvion

6050 Parmi les méthodes de mesure de la masse volumique apparente du sol (le densitomètre à membrane, méthode au cylindre calibré et méthode au sable *in situ*), nous faisons remarquer que la méthode au cylindre calibré ne peut pas s'appliquer aux sols contenant des cailloux (ex. la colluvion) puisqu'ils empêchent le cylindre de pénétrer dans le sol.

En présence de nombreux cailloux, la densité apparente prend le sens d'une moyenne, puisque le sol comprend alors deux phases ayant des porosités très différentes, les cailloux étant souvent non poreux ou de porosité négligeable en comparaison de la matrice. Or, c'est la matrice qui nous intéresse le plus, puisqu'elle contrôle, comme on l'a déjà dit, les fonctions de rétention et affinage par le sol.

6060 On desséchera l'ensemble terre fine + cailloux à l'étuve à 105°C. L'eau n'est pas comptée dans la M_m .

En fractionnant la masse totale du prélèvement M et son volume total V selon qu'ils concernent la matrice ou terre fine sèche (m) et les cailloux (c), on peut calculer la densité apparente de la terre fine BD_m connaissant la densité apparente des cailloux BD_c (égale à leur densité réelle s'ils ne sont pas poreux) :

$$V = V_m + V_c \quad M = M_m + M_c \quad BD_c = \frac{M_c}{V_c}$$

D'où (cf. équation 3. section 1.3.6) :

$$BD_m = \frac{M - M_c}{V - V_c} \text{ et donc } BD_m = \frac{M_m}{(V - \frac{M_c}{BD_c})}$$

Lorsque les cailloux ne sont pas poreux, on prend pour BD_c la valeur 2,6 g/cm³ ; dans le cas contraire, une mesure de leur densité apparente est nécessaire.

6070 Pour déceler la présence de pores dans un caillou, on dépose sur sa surface préalablement brossée une goutte d'eau, qui est absorbée si le matériau est poreux.

La **densité apparente partielle de terre fine** $BD_{m/T}$ est le quotient M_m/V . Cette mesure ne caractérise pas le degré de tassement de la terre. La **densité apparente partielle des cailloux** $BD_{c/T}$, notion complémentaire de la précédente, est le quotient M_c/V .

En sol caillouteux, la mesure du volume apparent V peut se faire avec le densitomètre à membrane ou la méthode au sable, à condition que les cailloux ne soient pas trop gros par rapport au volume du trou creusé pour la mesure.

6080 NB. **Lorsque les cailloux sont trop gros**, on évalue par pelletage le volume apparent en utilisant les densités apparentes supposées connues de la terre fine et des cailloux. Pour la terre fine, on tâche de déterminer BD_m sur une zone analogue sans cailloux, sinon on prend la valeur indicative 1,5. Pour les cailloux, on opérera comme ci-dessous selon qu'ils sont ou non poreux. Le pelletage proprement dit consiste à prélever à la pelle une certaine quantité de terre, que l'on pose sur une toile plastique.

6090 Il s'agit ensuite de séparer la terre fine des éléments dits « cailloux », de diamètre supérieur à 2 mm. On utilise le tamis de 2 mm par voie humide. Disposant alors, par pesée des deux fractions, des masses M_m et M_c , et connaissant les densités apparentes de la matrice d'une part, des cailloux d'autre part, on en déduit les volumes des deux fractions, puis une estimation du volume apparent du sol en place qui est $V = V_m + V_c$. Si, au contraire, on a pu mesurer V en place et que l'on cherche les densités apparentes, on peut alors calculer, à ce stade, les densités apparentes partielles de la terre fine et de cailloux.

Pour déterminer la masse volumique apparente du sol, on a suivi la norme française NF ISO 11272. Elle comprend la détermination de la masse volumique apparente par excavation, séchage et pesage d'une certaine quantité de sol, dont le volume est déterminé par remplissage de la cavité avec du sable (Annexe X).

6100

6110

A cause de plusieurs contraintes, on n’a pas pu mesurer la masse volumique apparente sèche sur le site pilote. Donc, afin de mesurer ce paramètre dans la colluvion dans l’Yonne, on a trouvé un endroit très ressemblant au sol du site pilote. Il s’agit d’un talus à Crosle-le-Haut dans la commune de Coulangeron (cf. chapitre 2). La terre végétale n’y est pas très épaisse. Mais juste au-dessous de cette couche organique, il y a un mélange de cailloux du calcaire portlandien avec la matrice fine, de l’épaisseur d’environ 2 mètres (Figure 61). On a effectué deux essais de détermination de la masse volumique apparente dans deux trous (P1 et P2) à quelques mètres de distance sur le talus. Le volume de chaque trou V a été mesuré avec du sable et les sols excavés ont été rapportés au laboratoire dans des sacs plastiques étanches (Figure 62). Ensuite, les échantillons du sol ont été mis en étuve à 105°C pour le séchage pendant 24 heures, puis ils ont été pesés après le refroidissement (masse totale sèche, M). En utilisant un tamis de 2 mm et le lavage à l’eau, les particules supérieures et inférieures à 2 mm ont été séparées. Ces particules ont été séchées dans l’étuve et ensuite pesées (M_m et M_c). Pour déterminer le volume des particules supérieures à 2 mm (les cailloux de calcaire) V_c , on a utilisé la méthode de trempage dans l’eau dans un récipient gradué (Figure 63). Le volume de la terre fine (< 2 mm) a été calculé par la différence entre les deux valeurs mesurées du volume total (V) et du volume des cailloux (> 2 mm) (cf. la définition des paramètres de l’équation 3 à la section 1.3.6).

$$V_m = V - V_c$$

La fraction des cailloux dans les échantillons a été déterminée par l’équation ci-dessous (cf. l’équation 1) :

$$R_w = \frac{M_c}{M}$$

6120

Ensuite, en utilisant les valeurs mesurées au laboratoire et les équations, les calculs ont été faits pour déterminer les différents paramètres représentant la masse volumique apparente du sol aux deux points de mesure (Tableau 29).

Tableau 29. Résultat de la mesure de la masse volumique apparente (g/m³).

Point	R_w (%)	BD_m	BD _c	BD _{m/T}	BD _{c/T}	BD
1	0,47	0,99	2,59	0,74	0,66	1,36
2	0,63	0,86	2,62	0,55	0,93	1,49

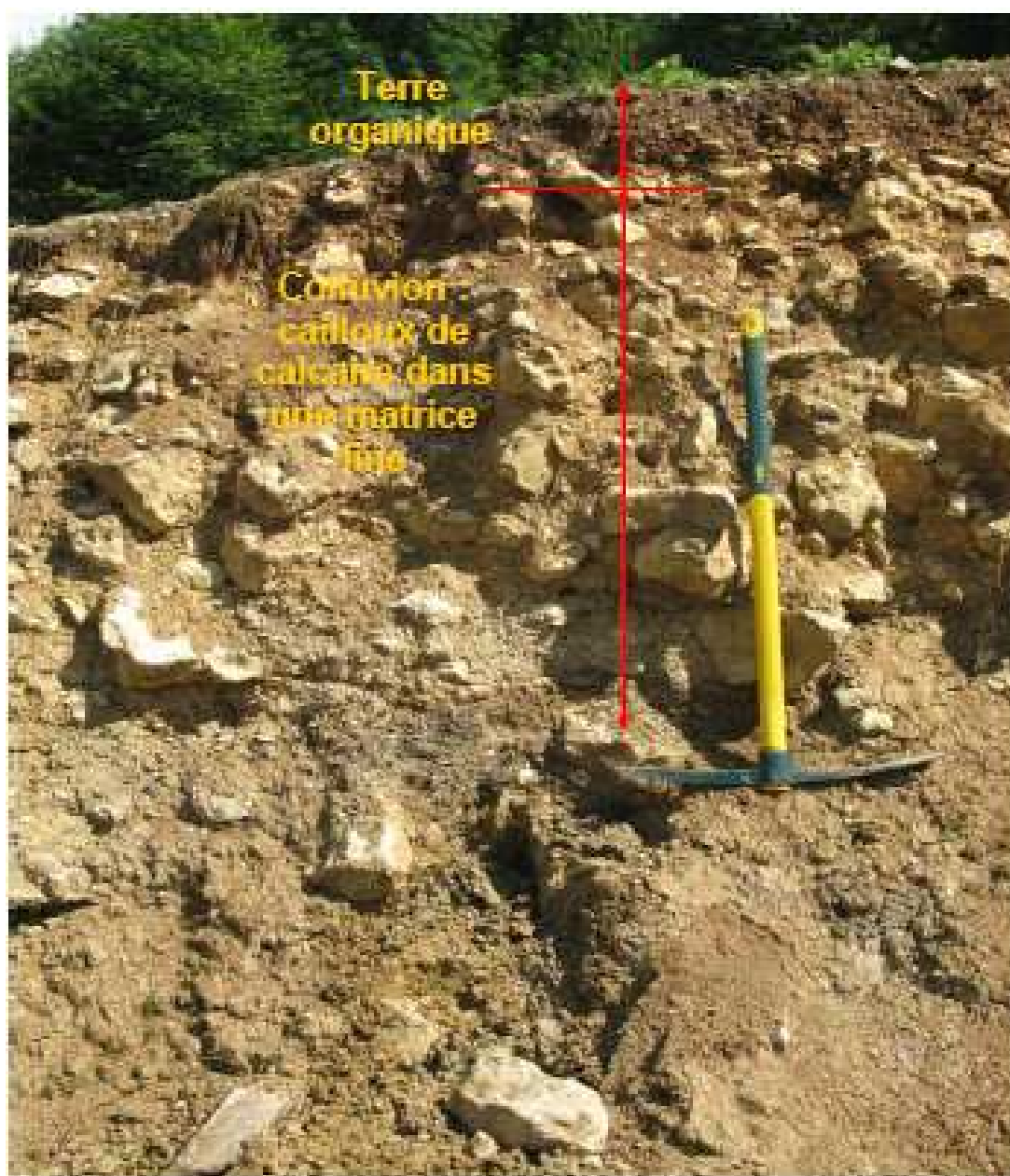


Figure 61. Le profil du talus à Crosle : sol identique au site pilote.



Figure 62. Le trou de l'essai de mesure du volume apparent au sable : après décapage du sol organique, marquage avant l'excavation (en haut), après l'excavation et le remplissage avec du sable à jaugeur (en bas).

6130



Figure 63. Détermination du volume des cailloux dans l'eau.

Les valeurs obtenues pour la masse volumique apparente du sol pour les points 1 et 2 (BD_{m1} et BD_{m2} égales respectivement à 0,99 et 0,88 g/m^3) sont inférieures à ce qui est cité par Musy et Soutter (1991) pour les sols argileux homogènes (Tableau 30). Cette différence peut être expliquée par l'effet de la présence des cailloux : un volume de vide est ajouté au sol par la discontinuité du matériau à l'interface créée par les cailloux.

Tableau 30. L'ordre de grandeur de la masse volumique apparente (g/m^3) pour divers types de sols.

Type du sol	Min. de BD_m	Max. de BD_m
sols sableux	1,40	1,70
sols argileux	1,00	1,50
Sols tourbeux	0,30	1,00

6140 **3.5. Conclusion du chapitre 3**

La conception et la réalisation d'un site pilote d'ANC pour la surveillance hydrodynamique du sol et le prélèvement d'eau sous le massif du sable ont été décrites. Ce pilote est le premier site d'ANC réel en France qui a été instrumenté par les capteurs électroniques pour une étude environnementale et pour l'évaluation des fonctions de pédotransfert du sol comme milieu récepteur des eaux usées traitées au domicile. Les données ont été récupérées pour des périodes de pluviosité différentes et elles seront traitées au chapitre 4 pour tracer les courbes de variation des paramètres hydrique du sol.

6150 Selon une stratégie détaillée, le fond de la fouille de l'ANC a été partagé en quinze carrés d'un m² et la conductivité hydraulique a été mesurée au milieu de chaque carré par un perméamètre de Guelph. Ensuite, quinze échantillons du sol ont été récupérés pour chaque carré afin de faire une série d'essais d'identification physique au laboratoire.

La caractérisation et l'identification physique des échantillons du sol au laboratoire ont mis en évidence que le sol du site pilote est très hétérogène parce que, selon les résultats de la granulométrie, en moyenne les particules supérieures à 2 mm représentent 52 % en masse dans les échantillons. En même temps, les particules fines (< 80 µm) contiennent 44 % de la masse totale du sol. Ce mélange hétérogène des cailloux et de la matrice fine résulte dans une texture spéciale de ce type de sol (colluvion).

6160 La valeur moyenne de la surface spécifique classe ce sol dans la gamme des kaolinites, qui signifie que la matrice est constituée d'une argile fine dont la surface est chargée mais non gonflante. Cette propriété physique fournit une capacité d'échange cationique moyennement forte qui conditionne la capacité de la matrice fine du sol à retenir les particules. Rappelons que l'échange cationique a un rôle important dans le sol parce qu'il influence la rétention et la dégradation des contaminants ainsi que le processus de floculation-dispersion des colloïdes dans le sol.

6170 Les essais sur la matrice fine des échantillons démontrent que la matrice du sol du site pilote est un limon argileux marneux peu plastique. La conductivité hydraulique à saturation proposée pour cette texture du sol dans la littérature est de

l'ordre de 10^{-06} à 10^{-07} m/s (Clapp et Hornberger, 1978 ; EPA, 1986 ; Warrick, 2001) tandis que la moyenne des conductivités hydrauliques mesurées in situ sur le site pilote est $1,09 \times 10^{-04}$ m/s . Ces résultats obligent à s'interroger sur la raison d'une telle différence. Au chapitre prochain, cette problématique sera argumentée et des explications seront données par l'analyse de l'impact de la teneur en cailloux sur la conductivité hydraulique à travers une dizaine de fonctions de pédotransfert (FPT). La texture de la matrice fine, la teneur en cailloux, la matière organique et la conductivité hydraulique, toutes déterminées pour les échantillons du site pilote, sont
6180 les matériaux premiers pour appliquer ces FPTs et en valider certaines. De plus, les valeurs de la teneur en eau et de la pression matricielle, enregistrées par les capteurs pendant deux périodes différentes, vont orienter l'interprétation vers la déduction de l'existence de chemins préférentiels de l'eau dans le sol du site pilote.

Chapitre 4. Résultats : indicateurs et fonctions de pédotransfert

4.1. Recherche d'indicateurs physico-chimiques du sol pour l'ANC

4.1.1. Introduction

6190 Dans le cas de l'assainissement non collectif (ANC), les eaux sont envoyées dans le sol après décantation et liquéfaction dans la fosse septique puis filtration et dégradation aérobie dans le sol en place ou un massif de sable d'emprunt ou par un autre dispositif de traitement. Le sol est ensuite le composant principal de l'évacuation des eaux usées domestiques traitées.

La structure du sol (notamment les macropores) et sa texture influencent son espace poral et son comportement hydraulique et sont les propriétés qui conditionnent le processus de l'infiltration. Pour un type d'effluent donné, traité ou non, ces propriétés jouent donc le rôle principal dans la diffusion d'*Escherichia coli* et des bactéries totales qui ont pénétré dans le sol avec l'infiltration des eaux usées
6200 (Mosaddeghi *et al.*, 2009). En outre, ces propriétés conditionnent le comportement physico-biochimique du sol et ses fonctions de rétention et de dégradation.

Il fait partie des objectifs de cette thèse de proposer une série d'indicateurs physico-chimiques caractérisant la faisabilité de l'ANC sur le territoire d'étude. C'est pourquoi dans cette section, on reprend certains paramètres déjà présentés aux chapitres 1 et 3, et dont les protocoles sont consignés en annexe, afin de souligner leurs avantages qui en font de bons indicateurs. On fait aussi certaines critiques des protocoles pour nuancer leur qualité comme indicateurs. On présente enfin les résultats des essais sur une série de sols représentative du territoire d'étude
6210 présenté au chapitre 2. Dans cette section, on se focalise sur la texture des sols et sur leur conductivité hydraulique mesurée, en laissant de côté leur structure (macropores) qui n'est pas caractérisée de façon directe mais sera abordée dans une autre section par son rôle dans les propriétés hydrauliques du sol.

4.1.2. Définition d'un indicateur

Il s'agit d'un outil d'évaluation et d'aide à la décision (pilotage, ajustements) à partir duquel il est possible de mesurer une situation ou une tendance, de façon relativement objective, dans le temps et/ou l'espace.

Dans le cas de l'ANC, il faut en principe distinguer trois états du sol correspondant à 3 usages différents du sol, pour lesquels les indicateurs seront différents :

- 6220
- le sol qui a servi au traitement d'eaux usées non traitées suivi de l'évacuation des eaux ;
 - le sol qui a servi seulement à l'évacuation d'eaux usées déjà traitées ;
 - le sol qui n'a pas encore servi à l'ANC, ni en traitement ni en évacuation.

Il faut ensuite distinguer les questions qui se posent en fonction de l'état du sol :

- 6230
- Pour les 2 premiers états-usages se pose la question de la rémanence dans le sol de témoins de ces usages qui démontreraient un impact sur son état et/ou sur ses fonctions. On suppose l'existence de traces différentes en degré selon la nature et l'intensité de l'usage et signifiant, en termes d'impact, une résilience contrastée du sol. Cette problématique est étudiée dans un autre volet du projet ANCRES, suivant une méthodologie par comparaison d'un sol impacté avec un sol non impacté (« blanc »). Les échantillons de sols impactés par des eaux usées brutes ou traitées ont été récupérés dans une gouge enfoncée au marteau piqueur puis retirée du sol par un extracteur à bras. Cette méthode sert l'étude de l'impact de l'ANC sur les sols, avec notamment l'acquisition de mesures des activités enzymatiques, un bon indicateur de l'enrichissement du sol en matière organique et en bactéries. Notons que la granulométrie laser, utile pour comparer un échantillon impacté et un blanc mais insuffisante pour décrire la texture d'un sol, ne sera pas conservée comme indicateur dans la thèse. Nous laisserons de côté l'étude de l'impact.
- 6240
- Le sol sera-t-il capable d'exercer ses fonctions s'il est confronté à l'ANC à l'avenir ? Cette seconde question, celle de l'aptitude du sol, se pose quel que soit l'état initial parmi les 3 états ci-dessus. Cependant, pour aborder la question dans la plus grande généralité possible, il est préférable de l'étudier dans l'état initial non impacté. Une réponse à la première question, celle de la rémanence, si l'on en disposait de façon nette, éclairerait la seconde. En attendant de bénéficier d'une

6250

connaissance approfondie de l'impact, la question de l'aptitude doit être posée de façon directe : il faut examiner les atouts et faiblesses des sols sous l'angle de la faisabilité et de la durabilité des usages du sol en ANC. Plus précisément, c'est la double-fonction du sol « évacuation et affinage par infiltration des eaux usées traitées » qui nous concerne et qui permet, si elle est suffisante, d'envisager le sol comme un milieu récepteur potentiel des eaux traitées. Choisir des indicateurs pour cette double-fonction est l'objectif que l'on se fixe ici.

En fonction de la nécessité ou pas d'un traitement des échantillons de sols préalable au déroulement des essais, préparation qui modifie les propriétés initiales du sol, les indicateurs entrent dans deux catégories.

6260

Les essais qui n'ont pas besoin d'une préparation de l'échantillon peuvent être utilisés comme indicateurs pour tous les sols, qu'ils soient impactés ou non impactés par les eaux usées brutes ou traitées (les trois états du sol mentionnés ci-dessus).

La seconde catégorie rassemble les essais qui nécessitent un traitement préalable de l'échantillon qui est susceptible d'effacer les témoins de l'impact des usages antérieurs. Ils ne peuvent donc nous rendre service que comme indicateurs pour la seconde question sur l'aptitude des sols qui ne sont pas encore impactés par les eaux usées.

4.1.3. Caractéristiques générales d'un indicateur

Un indicateur, pour être efficace, doit répondre à plusieurs critères :

6270

- Il répond à un protocole de mesure généralisé, c'est-à-dire accepté et utilisé par tous. Dans ce cas, le protocole est sans doute déjà normalisé. Hélas, il n'est pas rare qu'un paramètre fasse l'objet de plusieurs normes, selon le pays, le secteur économique, ou la discipline scientifique sous-jacente..
- Il est simple à mettre en œuvre, compréhensif par des acteurs aux points de vue distincts.
- sa précision permet de délimiter des classes dans la gamme des valeurs possibles.

6280

- Il présente un coût acceptable par rapport au service qu'il rend, et il est faisable dans un délai court par un laboratoire muni d'un équipement moyen.
- Il est pertinent par rapport à l'objectif fixé.

Les indicateurs doivent suffire à qualifier ou évaluer le phénomène étudié, et ceci dans la plupart des cas susceptibles d'être rencontrés pour ce phénomène.

4.1.4. Les paramètres physiques du sol mesurés au laboratoire

6290

Plusieurs campagnes de terrain dans le département de l'Yonne ont permis de récupérer des échantillons de sols suivant deux procédés et selon l'état du sol. Pour les échantillons n'ayant pas encore servi à l'ANC, 31 gros échantillons de sols (10 à 15 kg) ont été récupérés à proximité de filières d'assainissement différentes en utilisant une tarière, thermique ou manuelle en fonction du type du sol. Ces échantillons sont pris à une profondeur de 50 à 120 cm selon le type de sol et la facilité de l'échantillonnage.

L'ensemble des paramètres mesurés est présenté dans le Tableau 31. La caractérisation physique des échantillons des sols a été faite pour deux objectifs complémentaires.

D'abord, nous avons effectué une série d'essais classiques de mécanique des sols et d'agronomie afin de déterminer, sur une diversité de sols représentatifs du territoire d'étude, les paramètres qui aident à comprendre le comportement physique et hydraulique des sols et leurs relations.

6300

Ensuite, parmi ces paramètres et protocoles, on en sélectionne certains comme indicateurs pour l'ANC comme des propriétés qui jouent un rôle déterminant dans les fonctions du sol par rapport à l'infiltration des eaux usées traitées. Cette sélection se veut généralisable au-delà du territoire d'étude.

L'expérience acquise à l'issue des essais au laboratoire et sur le terrain a permis de classer les tests de caractérisation physique du sol en 4 catégories :

(i) Les essais qui ont été faits sur des échantillons de sols aux textures différentes et dont les résultats ne varient pas significativement (cas de la masse volumique réelle du sol ρ_s) ou donnent des valeurs similaires à celles d'un autre

6310 protocole qui est plus simple (cas de la surface spécifique du sol S_s déterminée par spectrophotométrie, qui n'a pas un avantage net sur l'essai à la tâche).

(ii) Les essais qui ont été effectués sur plusieurs échantillons mais qui, au vu de la complexité des protocoles, l'appareillage nécessaire, la précision, l'utilité des informations acquises (imagerie et analyse au MEB, surface spécifique déterminée par la méthode BET) ne présentent pas les qualités d'un indicateur. Les dispositifs MEB et BET étaient à la disposition du projet ANCRES mais ne sont pas toujours et partout disponibles. De plus, pour ces deux appareils, il n'existe pas un protocole général pour la préparation des spécimens ni pour le déroulement des essais. On retiendra qu'ils fournissent des informations complémentaires des autres tests.

6320 (iii) Certains essais n'ont pas été prévus au départ du projet, mais après les observations in situ des sols de la zone d'étude, on a décidé de les effectuer pour certains échantillons. Il s'agit de la mesure de la teneur en cailloux, de la masse volumique apparente du sol, et de la granulométrie humide et sèche. Mais ils ne peuvent pas être indicateurs pour des raisons différentes : a. soit ils prennent beaucoup de temps et on trouve une corrélation avec un paramètre qui est plus facile à mesurer (cas de la teneur en cailloux du sol qui, nous l'avons démontré, est en relation inverse de la teneur en eau résiduelle et cas de la masse volumique apparente qui est variable en fonction de teneur en cailloux et elle prend beaucoup du temps à mesurer) et de plus ils sont utiles pour décrire seulement un type de sol (cas de la granulométrie en voie humide et sèche). Mais pour la granulométrie sèche
6330 peut être l'indicateur pour les sols classés comme sable et il est nécessaire de la garder comme indicateur, par exemple pour la filière par épandage avec le sable sur place; b. soit leurs résultats ne sont pas fiables, comparés à ceux obtenus avec un autre protocole (cas de la granulométrie laser qui donne un résultat de texture incompatible avec la méthode de densimétrie). Le test de la surface spécifique par spectrophotométrie indiqué dans la catégorie (i) se présente aussi dans la catégorie (iii-a) mais on l'a appliqué pour vérifier la précision des résultats de l'essai au bleu de méthylène dit « méthode de la tâche ».

6340 (iv) Les essais effectués sur tous les échantillons qui sont simples, munis d'un protocole général et d'une règle d'interprétation. Certains de ces paramètres ont les caractéristiques expliquées ci-dessus qui en font des indicateurs possibles. Les essais et paramètres de cette catégorie sont présentés dans les sections suivantes.

Tableau 31. Récapitulatif des essais caractérisant le sol

Paramètre	Nombre des essais réalisés	Protocole généralisé	Durée nécessaire pour faire un essai (heures)	
			En continu	Totale
Préparation (tri des particules)	31	Oui	3	-
Teneur en eau résiduelle TER	31	Oui		24
Granulométrie sèche	4	Oui	1	-
Granulométrie humide	2	Oui	24	72
Sédimentométrie	28	Oui	4	24
Granulométrie laser	30	Oui	0,5	-
Limite d'Atterberg (LLI, LPL)	28	Oui	4	24
Teneur en carbonates par calcination	30	Oui	0,5	-
MOC (Matière organique par calcination : matières volatiles solides)	30	Oui	0,5	24
Ss VBM (Valeur au bleu de méthylène « tâche »)	30	Oui	3	-
Ss SPE (Méthode du bleu de méthylène au spectrophotomètre)	8	Non	6	-
Ss BET (Méthode BET)	30	Oui	1	24
Masse volumique réelle ρ_s	10	Oui	4	-
Masse volumique apparente BD	2	Oui	8	24
Observation MEB (Imagerie, Analyse d'éléments)	28	Non	-	-

On développe maintenant les avantages et inconvénients de ces essais et on commente leurs résultats pour une vingtaine de sols de communes du territoire d'étude dans le département de l'Yonne (Tableau 32). Parmi cette batterie d'essais, certains seront ensuite choisis pour être appliqués de façon systématique dans l'objectif de les tester comme indicateurs.

L'échantillon n°89 CC ANC 12 est le sol du site pilote, donc les résultats consignés pour ce sol sont les moyennes des 15 échantillons de ce site récoltés dans la fouille. Les échantillons ont été prélevés à proximité des dispositifs d'ANC des sites visités, à une profondeur de 50 cm à 120 cm. On exclut la méthode du bleu de méthylène au spectrophotomètre et la méthode BET pour les raisons dites plus haut, ainsi que le MEB.

4.1.5. Le seul paramètre physique du sol mesuré sur le terrain : la conductivité hydraulique K_s

Pendant plusieurs campagnes de terrain, 6 techniques différentes de mesure de la conductivité hydraulique à saturation ont été testées sur le territoire d'étude et

sont discutées brièvement ici. La technique de Porchet nécessite un temps très long pour saturer le sol. La technique du double-anneau est seulement applicable sur la surface du sol, donc elle est adaptée pour évaluer le sol destiné à l'épandage superficiel des eaux usées traitées. Les deux techniques PERSAN et TRIMS aussi sont applicables à la surface du sol et elles profitent de la succion du sol pour mesurer sa conductivité hydraulique. De plus, ces deux techniques sont destinées aux sols très peu perméables comme les couches d'argile. La technique BEST n'est pas pertinente dans les sols caillouteux parce que, dans son protocole, elle a besoin de la masse volumique apparente du sol pour calculer les paramètres hydrodynamiques du sol : dans les sols caillouteux, il n'est pas possible de mesurer la masse volumique apparente du sol avec les cylindres calibrés employés dans cette méthode. Parmi ces techniques, on propose la méthode Guelph pour mesurer la conductivité hydraulique du sol vu comme milieu d'évacuation des eaux usées traitées de l'ANC. Avec cet appareil, il est possible de mesurer la conductivité hydraulique à la profondeur souhaitée. La conception de l'appareil nous permet de mesurer la conductivité hydraulique du sol jusqu'à 75 cm de profondeur et avec les accessoires supplémentaires, on peut descendre jusqu'à 6 m. Selon la littérature, il intègre la conductivité hydraulique globale (les macropores et les micropores) du sol, mais dans un volume réduit de quelques dm^3 . Il est représentatif de la modalité de l'infiltration des eaux usées traitées sous le massif filtrant. Ainsi, la conductivité hydraulique mesurée avec Guelph est une valeur réaliste pour l'infiltration sous le dispositif d'ANC.

Tableau 32. Liste des échantillons du sol et leur localisation dans l'Yonne

Numéro de l'échantillon	Localisation (commune)	Numéro de l'échantillon	Localisation (commune)
89 CC ANC 1-2	Sementron	89 CC ANC 12	Ouagne
89 CC ANC 2-1	Coulangeron	89 CC ANC 13	Fontaines
89 CC ANC 3	Coulangeron	89 AU ANC 14	Lindry
89 CC ANC 4-1	Merry-Sec	89 AU ANC 15	Diges
89 AU ANC 8-1	Chassy	89 AU ANC 16	Diges
89 AU ANC 9-1	Egleny	89 AU ANC 17	Diges
89 AU ANC 10	Les Ormes	89 AU ANC 18	Diges
89 AU ANC 11	Parly	89 AU ANC 19	Diges
89 CC ANC 12bH2	Coulangeron	89 AU ANC 20	Escamps
89 CC ANC 12bH3	Coulangeron		

4.2. Les indicateurs choisis pour caractériser un sol comme milieu récepteur potentiel des eaux usées traitées

Parmi les essais de la catégorie (iv), on a proposé la teneur en eau résiduelle (HR), la texture des particules fines par densimétrie (Argile, < 2 microns ; Limon, 2-50 microns ; Sable, > 50 microns), la teneur en carbonate de calcium (méthode par calcimétrie), la teneur en matière organique par calcination, les limites d'Atterberg, la surface spécifique du sol par l'adsorption de bleu de méthylène (méthode de la tâche) et la conductivité hydraulique du sol par l'appareil Guelph, comme indicateurs pour évaluer le potentiel du sol à l'égard de l'infiltration des eaux usées traitées.

La granulométrie sèche du sol est un essai qui n'a pas été retenu comme indicateur parce qu'il n'est faisable que sur le sable et les sols sableux. Pour les sols naturels qui ont des agrégats, il faut les détruire préalablement afin d'analyser la taille des constituants par la densimétrie qui fournit alors les données nécessaires sur la texture du sol.

Par ailleurs, afin de prendre en compte le rôle de la masse volumique apparente qui est un paramètre important pour l'aération du sol et l'infiltration de

l'eau dans les sols complexes (caillouteux avec une matrice fine), nous avons développé une méthodologie : on estime la teneur en cailloux R_w du sol au moyen de la relation établie avec la teneur en eau résiduelle HR mesurée ; en utilisant R_w et la texture ainsi que la matière organique MO du sol, on estime la masse volumique apparente du sol par une BD-FPT puis la conductivité hydraulique K_s du sol par un couplage K_s -BD-FPT des fonctions de pédotransfert (cf. la section sur les FPT à la section 4.4.2).

4.2.1. Teneur en eau (ou humidité) résiduelle

6410 L'humidité résiduelle HR du sol est définie comme la perte de masse après séchage à 105°C exprimée par différence avec l'échantillon total préalablement équilibré à l'air libre dans des conditions moyennes de température et de pression (cf. équation 25, section 3.3).

Cette détermination est peu chère, facile à réaliser par simple pesée après un séjour en étuve d'une durée suffisante. Nous avons déterminé HR par le rapport à la masse sèche M_{105} de l'échantillon (Tableau 33). Elle complète les résultats de la granulométrie dans certains modes de description des sols et elle explique la teneur en cailloux dans l'échantillon du sol (cf. section 3.3.4).

Tableau 33. Teneur en eau résiduelle des échantillons des sols du territoire d'étude

6420

No.	Numéro de l'échantillon	HR (%)	No.	Numéro de l'échantillon	HR (%)
1	89 CC ANC 1-2	13,27	11	89 CC ANC 12	11,23
2	89 CC ANC 2-1	9,85	12	89 CC ANC 13	15,88
3	89 CC ANC 3	8,60	13	89 AU ANC 14	14,63
4	89 CC ANC 4-1	12,50	14	89 AU ANC 15	29,90
5	89 AU ANC 8-1	20,01	15	89 AU ANC 16	13,12
6	89 AU ANC 9-1	0,75	16	89 AU ANC 17	26,43
7	89 CC ANC 12bH2	16,54	17	89 AU ANC 18	20,76
8	89 CC ANC 12bH3	6,02	18	89 AU ANC 19	29,53
9	89 AU ANC 10	14,97	19	89 AU ANC 20	24,31
10	89 AU ANC 11	13,75			

Nos résultats de *HR* sont tous supérieurs à ce qui a été proposé dans la littérature pour les sols (Baize, 2000), mais les agronomes calculent souvent *HR* en rapportant la perte à la masse M_{20} . Donc, les conditions du laboratoire (23-25 °C et 765 mm-Hg) au Cnam n'ont pas imposé une surestimation des résultats. Ils n'ont cependant qu'une valeur relative : il faut seulement que les conditions initiales de « séchage » ou plutôt d'équilibrage à l'air libre au laboratoire (température, humidité relative) soient identiques pour tous les échantillons.

La relation avec le taux d'argile, mentionnée à la section 3.3.3, est un avantage qui donne à *HR* l'intérêt d'un indicateur de contrôle. Sa dépendance aux conditions du laboratoire est une condition du protocole et doit être surveillée mais pour comparer une série d'échantillons, ce n'est pas un obstacle.

4.2.2. Analyse granulométrique par sédimentation (densimétrie)

L'analyse de la granulométrie par sédimentation est fondée sur la loi de Stokes qui exprime la vitesse de chute des particules de poids différents. Cette analyse permet de connaître la répartition des particules minérales < 80 microns selon trois classes pondérales (cf. sections 1.3.1.2 et 3.3.5.2).

Les résultats des fractions de l'argile, limon et sable sont reportés sur le triangle USDA et ainsi, la texture des sols du territoire d'étude est identifiée sur la Figure 64 et au Tableau 34. Les résultats montrent que la majorité des échantillons ont une matrice fine avec une fraction argileuse remarquable. Selon Hénin (1976), à partir d'une certaine fraction argileuse et limoneuse, les sols ont tendance à se fissurer spontanément, et ce phénomène peut être prévu approximativement à l'aide de la formule suivante proposée par Hénin et Bosquet (1964) : $2A + L > 60$, où A est la teneur en argile, L la teneur en limon ; si cette inégalité est satisfaite, il y a fissuration. En appliquant la formule de Hénin sur les échantillons (Tableau 34), on s'aperçoit qu'il y aura fissuration en cas de dessiccation pour tous les échantillons sauf les deux sables.

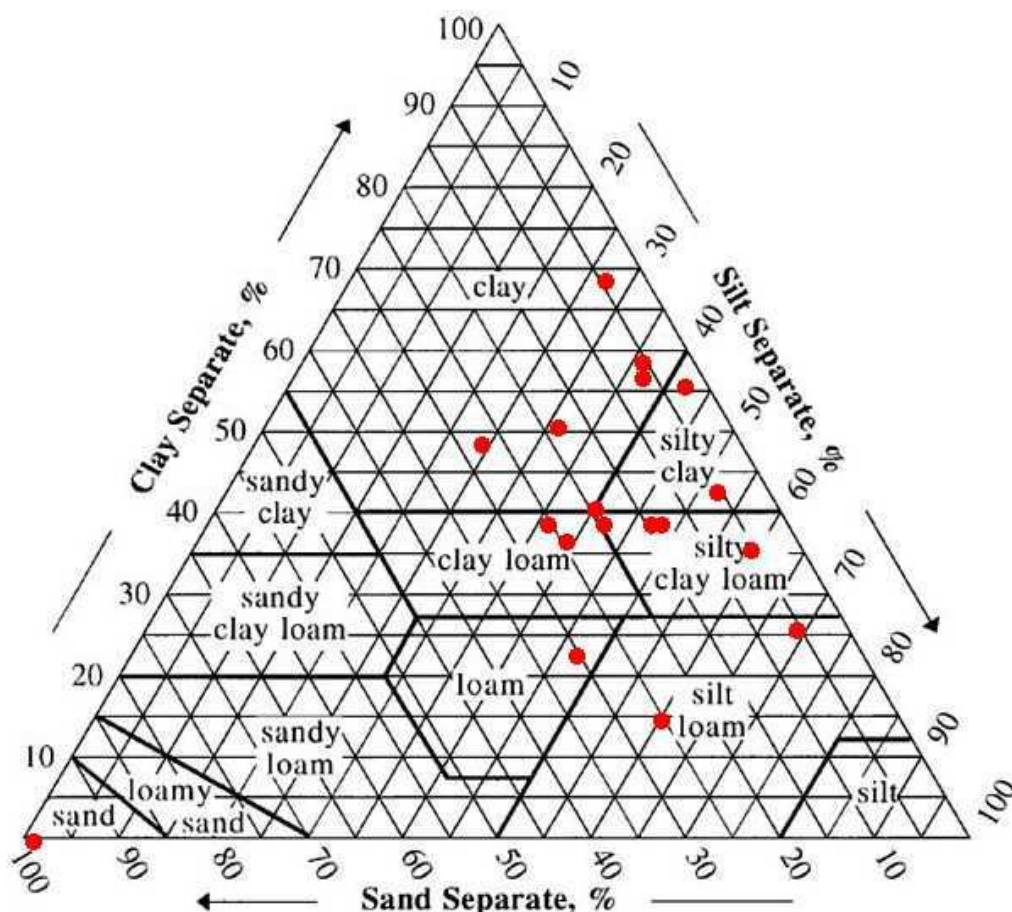


Figure 64. Variations des proportions de l'argile (< 2 µm), du limon (2 à 50 µm), et du sable (> 50 µm) pour les 15 échantillons des sols du territoire d'étude.

Tableau 34. Texture des échantillons des sols du territoire d'étude selon le triangle USDA

No.	N° de l'échantillon	Texture	No.	N° de l'échantillon	Texture
1	89 CC ANC 1-2	Argile	11	89 CC ANC 12	Limon argileux
2	89 CC ANC 2-1	Limon fin argileux	12	89 CC ANC 13	Sable
3	89 CC ANC 3	Limon fin argileux	13	89 AU ANC 14	Argile
4	89 CC ANC 4-1	Limon fin argileux	14	89 AU ANC 15	Argile
5	89 AU ANC 8-1	Argile	15	89 AU ANC 16	Argile limoneuse
6	89 AU ANC 9-1	Sable	16	89 AU ANC 17	Argile limoneuse
7	89 CC ANC 12bH2	Limon argileux	17	89 AU ANC 18	Limon fin
8	89 CC ANC 12bH3	Argile	18	89 AU ANC 19	Argile
9	89 AU ANC 10	Limon fin	19	89 AU ANC 20	Limon fin argileux
10	89 AU ANC 11	Limon			

Tableau 35. Calculs du paramètre de Hénin (1976) sur la possibilité de fissuration des échantillons des sols du territoire d'étude

No.	Numéro de l'échantillon	2A+L	No.	Numéro de l'échantillon	2A+L
1	89 CC ANC 1-2	121	11	89 CC ANC 12	112
2	89 CC ANC 2-1	124	12	89 CC ANC 13	0
3	89 CC ANC 3	119	13	89 AU ANC 14	121
4	89 CC ANC 4-1	125	14	89 AU ANC 15	153
5	89 AU ANC 8-1	132	15	89 AU ANC 16	137
6	89 AU ANC 9-1	0	16	89 AU ANC 17	153
7	89 CC ANC 12bH2	113	17	89 AU ANC 18	120
8	89 CC ANC 12bH3	150	18	89 AU ANC 19	164
9	89 AU ANC 10	89	19	89 AU ANC 20	130
10	89 AU ANC 11	92			

4.2.3. La teneur en carbonate de calcium du sol

La teneur en carbonate de calcium CaCO_3 d'un sol est exprimée en pourcentage de la masse totale sèche de la phase solide du sol. Le protocole est détaillé à l'annexe III. Les résultats (Tableau 36) montrent que la plupart des sols du territoire d'étude sont faiblement marneux.

6460

6470

Tableau 36. Résultats de la détermination du carbonate de calcium pour les échantillons des sols du territoire d'étude.

No .	Numéro de l'échantillon	Carbonates (%)	Dénomination	No .	Numéro de l'échantillon	Carbonates (%)	Dénomination
1	89 CC ANC 1-2	30	Argile marneuse	11	89 CC ANC 12	49	Marne
2	89 CC ANC 2-1	32	Marne	12	89 CC ANC 13	19	Argile marneuse
3	89 CC ANC 3	27	Argile marneuse	13	89 AU ANC 14	25	Argile marneuse
4	89 CC ANC 4-1	23	Argile marneuse	14	89 AU ANC 15	19	Argile marneuse
5	89 AU ANC 8-1	28	Argile marneuse	15	89 AU ANC 16	23	Argile marneuse
6	89 AU ANC 9-1	11	Argile marneuse	16	89 AU ANC 17	26	Argile marneuse
7	89 CC ANC 12bH2	45	Marne	17	89 AU ANC 18	21	Argile marneuse
8	89 CC ANC 12bH3	34	Marne	18	89 AU ANC 19	19	Argile marneuse
9	89 AU ANC 10	11	Argile marneuse	19	89 AU ANC 20	6	Argile non marneuse
10	89 AU ANC 11	12	Argile marneuse				

4.2.4. Teneur en matière organique

La matière organique (MO) des échantillons a été déterminée par la méthode de calcination à 525°C, selon la norme NF ISO-10694 (1 995) (Tableau 37). Le protocole de l'essai est à l'annexe IX. Les matières volatiles solides (MVS) ne sont pas

uniquement constituées de matière organique (MO), elles comportent également une fraction de matières minérales capables de se volatiliser sous l'action de la chaleur (bicarbonates, chlorures...). Mais la calcination est une méthode courante et largement utilisée pour estimer la teneur en matière organique (Dean, 1974 ; Bengtsson et Enell, 1986). Dans une première réaction, la matière organique est oxydée à 500-550°C en dioxyde de carbone et cendres. Si on veut mesurer les carbonates par cette méthode il faut, dans une deuxième réaction, que le dioxyde de carbone soit dégagé par le carbonate à 900-1000°C. La perte de poids au cours des réactions est facilement mesurée en pesant les échantillons avant et après le chauffage et est étroitement corrélée à la matière organique et au carbonate. Donc, comme la réaction de décomposition thermique ou calcination du carbonate du calcium est au-dessus de 900°C, il n'y a pas de CaCO_3 dans MVS.

La matière organique du sol joue un rôle majeur sur le plan environnemental :

- rôle dans l'adsorption et la rétention de l'eau, des cations échangeables, du phosphore, de l'azote, des éléments en traces métalliques, des pesticides... ;
- rôle positif sur la stabilité structurale du sol ;
- rôle biologique vis-à-vis des micro-organismes ;

En règle générale, en profondeur, le taux de matière organique est plus faible que dans les trente premiers centimètres des sols. La majorité des sols étudiés, échantillonnés à plus de 50 cm de profondeur, ont une teneur en matière organique faible et elle ne peut donc pas avoir un rôle environnemental majeur. Néanmoins, ce paramètre influence la masse volumique apparente du sol et dans la section sur l'évaluation des BD-FPT (cf. section 4.4.2), cette influence sera étudiée. De plus, on note que la question de l'impact de l'infiltration des eaux usées traitées sur le sol (non traitée dans la thèse) s'intéresse forcément à l'enrichissement du sol en matière organique à la profondeur de filtration et/ou d'évacuation.

Tableau 37. Résultats de la détermination de la matière organique des échantillons des sols du territoire d'étude.

No.	Numéro de l'échantillon	MO (%)	Dénomination	No.	Numéro de l'échantillon	MO (%)	Dénomination
1	89 CC ANC 1-2	8,20	Moyennement organique	11	89 CC ANC 12	4,28	Faiblement organique
2	89 CC ANC 2-1	5,10	Faiblement organique	12	89 CC ANC 13	1,74	Faiblement organique
3	89 CC ANC 3	6,90	Moyennement organique	13	89 AU ANC 14	4,96	Faiblement organique
4	89 CC ANC 4-1	6,50	Moyennement organique	14	89 AU ANC 15	5,77	Faiblement organique
5	89 AU ANC 8-1	5,80	Faiblement organique	15	89 AU ANC 16	2,00	Faiblement organique
6	89 AU ANC 9-1	0,60	Faiblement organique	16	89 AU ANC 17	5,98	Faiblement organique
7	89 CC ANC 12bH2	3,90	Faiblement organique	17	89 AU ANC 18	4,43	Faiblement organique
8	89 CC ANC 12bH3	4,40	Faiblement organique	18	89 AU ANC 19	7,10	Moyennement organique
9	89 AU ANC 10	3,25	Faiblement organique	19	89 AU ANC 20	3,94	Faiblement organique
10	89 AU ANC 11	3,11	Faiblement organique				

4.2.5. Les limites d'Atterberg ou indices de consistance

Les limites d'Atterberg sont utilisées dans la classification géotechnique des sols car ce sont des propriétés physiques fondamentales du sol. Ces propriétés expriment l'état hydromécanique d'une matrice de sol donnée qui, on le sait, dépend de la nature et de la quantité d'argiles qu'il contient. La différence entre limite de

liquidité et limite de plasticité est l'indice de plasticité IP du sol : c'est l'étendue de la
gamme de teneur en eau dans laquelle le sol est à l'état plastique. Plus l'indice de
plasticité est élevé, plus le sol est sensible aux effets de gonflement par
humidification et de retrait par dessiccation dont l'alternance, lorsque l'infiltration de
l'eau dans le sol est périodique (c'est le cas dans le fonctionnement d'un dispositif
d'ANC), peut produire des chemins préférentiels d'écoulement (fissures).

Les limites d'Atterberg pour un sol sont liées à la quantité d'eau qui est attirée
vers les surfaces des particules du sol (Lambe et Whitman, 1969). On peut s'attendre
à ce que la quantité d'eau attirée sera largement influencée par la quantité d'argile
présente dans le sol. Sur la base de ce raisonnement, Skempton (1953) définit une
quantité d'activité appelé ACA. L'activité des argiles ACA du sol, qui est le rapport de
 IP sur le pourcentage d'argile (ARG dans les proportions de la texture) du sol, est un
autre indice qui exprime le rôle plastifiant des argiles dans le sol, en général dû à la
smectite. L'activité est optimale quand une petite proportion d'argile résulte dans un
grand IP , *i.e.* une large gamme de teneur en eau permettant un état plastique du sol
(Tableau 38). Le taux d'argile dans les échantillons est assez élevé mais ces sols
sont peu plastiques : aussi l'activité des argiles est-elle faible. Cela montre qu'ils ne
sont pas réactifs par rapport au gonflement et au retrait. Donc, ces sols ne sont pas
menacés par la création de chemins préférentiels pour les contaminants par
fissuration dans la matrice.

Tableau 38. Résultats de la détermination des indices de consistance des échantillons des sols du territoire d'étude.

No.	ARG (%)	LLI (%)	LPL (%)	PLA (%)	Dénomination	ACA	Dénomination
1	41	44	34	10	Peu plastique	0,2	inactif
2	39	38	22	16	Peu plastique	0,4	inactif
3	39	36	27	9	Peu plastique	0,2	inactif
4	39	44	34	11	Peu plastique	0,3	inactif
5	51	51	27	23	Peu plastique	0,5	inactif
6	0	-	-	-	-	-	-
7	39	36	22	14	Peu plastique	0,4	inactif
8	57	50	28	22	Peu plastique	0,4	inactif
9	15	27	20	6	Peu plastique	0,4	inactif
10	23	-	-	-	-	-	-
11	37	42	25	18	Peu plastique	0,5	inactif
12	0	-	-	-	-	-	-
13	49	37	19	17	Peu plastique	0,4	inactif
14	59	22	46	24	Peu plastique	0,4	inactif
15	43	15	22	7	Peu plastique	0,2	inactif
16	56	26	52	27	Peu plastique	0,5	inactif
17	26	24	32	8	Peu plastique	0,3	inactif
18	69	25	52	27	Peu plastique	0,4	inactif
19	36	16	39	23	Peu plastique	0,6	Peu actif

4.2.6. Surface spécifique

6560 La surface spécifique totale (cf. section 1.3.5), mesurée par adsorption du bleu de méthylène, est une caractéristique essentielle des sols (Tableau 39).

Tableau 39. Résultats de la surface spécifique (m²/g) des échantillons des sols du territoire d'étude par la méthode du bleu de méthylène.

No.	Numéro de l'échantillon	Ss	No.	Numéro de l'échantillon	Ss
1	89 CC ANC 1-2	90	11	89 CC ANC 12	89
2	89 CC ANC 2-1	95	12	89 CC ANC 13	37
3	89 CC ANC 3	114	13	89 AU ANC 14	143
4	89 CC ANC 4-1	89	14	89 AU ANC 15	118
5	89 AU ANC 8-1	118	15	89 AU ANC 16	59
6	89 AU ANC 9-1	6	16	89 AU ANC 17	85
7	89 CC ANC 12bH2	73	17	89 AU ANC 18	35
8	89 CC ANC 12bH3	102	18	89 AU ANC 19	95
9	89 AU ANC 10	41	19	89 AU ANC 20	135
10	89 AU ANC 11	33			

Les propriétés de surface du sol peuvent être caractérisées de manière globale à l'aide de deux paramètres qui sont liés entre eux : la surface spécifique du sol (S_s) et la capacité d'échange en cations (CEC). De plus, la surface spécifique est liée au type d'argile (kaolinite, illite, montmorillonite) et à la quantité d'argile, à la limite de liquidité et à l'angle de friction interne des sols.

6570 La surface spécifique a été utilisée dans la littérature pour interpréter des caractéristiques physiques telles que le potentiel de retrait / gonflement et de soulèvement du sol. La surface spécifique déterminée par des méthodes d'adsorption est aussi utilisée pour évaluer les propriétés physico-chimiques de surface telles que l'adsorption des éléments chimiques (métaux, phosphates...) et la capacité de rétention d'eau. Avec le pH, elle contrôle la capacité d'échange cationique. En s'appuyant sur le travail de Miller et Wolf (1975), on propose ici plusieurs classes de la surface spécifique totale, chaque classe étant caractérisée par une relation linéaire avec la CEC (Tableau 40 et Tableau 41).

Tableau 40. Relation entre la surface spécifique Ss et la capacité d'échange des cations CEC pour les classes texturales principales

Code de classe texturale	Classe texturale	Ss (VBM) m ² /g	CEC (meq/100g)	CEC=f(Ss)
1	Argile	150-250	4-60	CEC = 0,560 x VBM - 80
2	Limon argileux	120-200	4-35	CEC = 0,375 x VBM - 40
3	Limon	50-150	4-30	CEC = 0,260 x VBM - 9
4	Limon sableux	50-100	3-25	CEC = 0,440 x VBM - 19
5	Sable	10-50	2-17	CEC = 0,500 x VBM - 3

Tableau 41. Catégories des classes texturales

Code de classe texturale	Texture		
1	Argile	Argile limoneuse	Argile sableuse
2	Limon argileux	Limon ultra-fin	-
3	Limon	Limon fin argileux	Limon fin
4	Limon sableux	Limon sableux argileux	
5	Sable	Sable limoneux	

En utilisant les relations proposées aux Tableau 40 et Tableau 41 et la texture la surface spécifique des échantillons du sol dans l'Yonne, on estime la CEC du sol (Tableau 42).

Tableau 42. Capacité d'échange des cations CEC estimée pour les échantillons des sols du territoire d'étude

N°	Texture	CEC (meq/100g)	N°	Texture	CEC (meq/100g)
1	Argile	14	11	Limon argileux	14
2	Limon fin argileux	16	12	Sable	15
3	Limon fin argileux	21	13	Argile	14
4	Limon fin argileux	14	14	Argile	22
5	Argile	22	15	Argile limoneuse	6
6	Sable	0	16	Argile limoneuse	13
7	Limon argileux	10	17	Limon fin	14
8	Argile	18	18	Argile	16
9	Limon fin	15	19	Limon fin argileux	26
10	Limon	13			

Selon les gammes de la capacité d'échange des cations proposées par Miller et Wolf (1975) au Tableau 43, on peut déduire que l'argile dans les échantillons des sols de cette région est du type kaolinite.

Tableau 43. Capacité d'échange des cations des constituants du sol

Constituant	CEC (meq/100g)
Kaolinite	3-15
Illite	10-40
Montmorillonite	80-150
Vermiculite	100-150
Matière organique	200-400

4.2.7. Conductivité hydraulique selon Guelph

La conductivité hydraulique à saturation du sol mesurée par l'appareil Guelph (cf. section 3.2.) est présentée au Tableau 44.

Tableau 44. Résultats de mesure de la conductivité hydraulique à saturation par la méthode Guelph aux sites de prélèvement des échantillons des sols.

No.	Numéro de l'échantillon	Ks (Guelph) m/s	No.	Numéro de l'échantillon	Ks (Guelph) m/s
1	89 CC ANC 1-2	1,96E-06	11	89 CC ANC 12	1,09E-04
2	89 CC ANC 2-1	5,45E-07	12	89 CC ANC 13	-
3	89 CC ANC 3	1,52E-05	13	89 AU ANC 14	-
4	89 CC ANC 4-1	1,22E-07	14	89 AU ANC 15	4,27E-06
5	89 AU ANC 8-1	2,00E-05	15	89 AU ANC 16	2,14E-06
6	89 AU ANC 9-1	1,23E-05	16	89 AU ANC 17	5,65E-07
7	89 CC ANC 12bH2	1,83E-06	17	89 AU ANC 18	6,41E-06
8	89 CC ANC 12bH3	-	18	89 AU ANC 19	5,65E-06
9	89 AU ANC 10	7,43E-07	19	89 AU ANC 20	-
10	89 AU ANC 11	3,65E-07			

4.2.8. Relation entre surface spécifique et capacité d'échange pour les sols du territoire d'étude

Les minéraux argileux diffèrent sensiblement par leur surface spécifique. Les minéraux non gonflants, tels que la kaolinite, n'ont que de la surface externe, tandis que les minéraux gonflants comme la montmorillonite ont beaucoup de surface interne qui domine largement la surface externe. Les sols argileux peuvent avoir un large éventail de surface totale du simple fait de l'existence de minéraux en couches mixtes et des variations de minéralogie des argiles. En outre, la fraction minérale d'argile qui fait partie de la distribution globale de la granulométrie peut varier considérablement.

Par définition, les argiles avec une activité faible (activité inférieure à 1) ont une capacité d'échange cationique inférieure à 24 milliéquivalents pour 100 grammes d'argile (Skempton 1953). Cette définition est valable pour les sols étudiés dans l'Yonne car l'activité des argiles pour tous les échantillons y est inférieure à 1 (Tableau 38) et en même temps la capacité d'échange des cations est inférieure à 24 (Tableau 40).

La capacité d'échange des cations est un autre indicateur de l'activité de l'argile présente dans le sol, car elle est le produit de deux propriétés fondamentales de l'argile, à savoir la surface spécifique (par unité de masse d'argile) et la densité de charge de surface ou le nombre de charges par unité de surface :

$$DCS = \frac{CEC}{S_s}$$

où DCS est la densité de charge de surface (meq/100 m²), CEC la capacité d'échange des cations (meq/100g) et S_s la surface spécifique du sol (m²/g).

6620 Pour les échantillons des sols du territoire d'étude dans l'Yonne, les valeurs de DCS sont toutes inférieures à 0,5. Les différences dans la quantité de la surface spécifique S_s et la densité de charge de surface (DCS) expliquent pourquoi les sols avec des argiles différentes (kaolin, smectite) se comportent différemment (Uehara, 1982). Les argiles de faible activité ont des surfaces spécifiques faibles, ou de faibles densités de charge de surface, ou les deux. La faible capacité d'échange cationique de la kaolinite est associée à une faible surface spécifique de ce minéral.

6630 Enfin, la relation entre l'activité des argiles ACA et la teneur en carbonate de calcium des échantillons montre une tendance négative. C'est-à-dire que plus les carbonates sont présents dans un sol, plus est grande la fraction argileuse et moins est fort l'indice de plasticité. Ces résultats confirment le travail de Quigley *et al.* (1985) sur les sols argileux au Canada.

Tableau 45. Indicateurs physico-chimiques proposés pour décrire l'aptitude du sol à l'ANC

Nom du paramètre	Description	Catégorie de l'indicateur	Pertinence (gestion et technique)			Modalité			Facilité de mesure		Coût d'acquisition			Existence dans la BD de l'INRA	Admis comme Indicateur
			Bonne	Intermédiaire	Mauvaise	Terrain	Labo	BD	Facile	Difficile	Peu cher	Moyen	Cher		
Humidité résiduelle	$HR = (M_{air} - M_{105^{\circ}C}) / M_{105^{\circ}C} * 100$	1	•				•		•		•			Non	Oui
Sédimentométrie	Texture du sol (Argile, Limon, Sable)	2	•				•		•		•			Oui	Oui
Carbonates totaux	Volume de CO2 dégagé	2		•			•		•			•		Oui	Oui
Matière organique	Teneur en matières volatiles solides	1	•				•		•		•			Oui	Oui
Limites d'Atterberg	Comportement d'un sol en fonction de teneur en argile et eau	2	•				•			•	•			Non	Oui
Surface spécifique	Ss représente la surface par unité de masse et s'exprime en m²/g	1	•				•		•			•		Non	Oui
Conductivité Guelph	La conductivité hydraulique à saturation du sol Ks (m/s)	1	•			•			•			•		Non	Oui

4.3. Estimation de la masse volumique apparente de la matrice du sol par les BD-FPTs

La masse volumique apparente (Bulk Density, BD) du milieu poreux (sol) est influencée par sa porosité qui elle-même peut varier avec le tassement du sol et avec le colmatage dû à l'apport d'eaux usées, même traitées. Par contre, la masse volumique réelle ρ_s est une constante qui est la moyenne de la densité des particules du sol. La BD d'un sol est donc par définition inférieure à la masse volumique réelle de la phase solide et dans le cas d'un matériau hétérogène, on définit des masses volumiques apparentes partielles pour les différentes composantes du sol. En particulier ici, nous distinguons 2 composantes : la matrice (terre de particules < 2 mm) et les cailloux (taille > 2 mm). Les 2 masses volumiques apparentes partielles sont par définition inférieures à la masse volumique apparente qui est leur somme.

D'après Torri *et al.* (1994), une porosité supplémentaire est causée par les cailloux dont les surfaces forment autant de contacts anormaux avec la matrice. Ces contacts ou interfaces sont des discontinuités dans un sol hétérogène.

Au chapitre 3 (section 3.5), on a décrit la procédure de deux essais de la détermination de BD du sol dans une colluvion hétérogène et caillouteuse sur un site dans le département de l'Yonne (à Crosle sur la pente d'un versant). On rappelle que la méthode au sable a été choisie et appliquée comme la méthode la plus compatible pour mesurer le volume in situ d'un échantillon dans ce type de sol.

La masse volumique apparente de la matrice BD_m du sol en présence des cailloux a été déterminée par une méthode indirecte. Le volume de l'échantillon V une fois déterminé sur le terrain, le volume des cailloux V_c , la masse sèche de l'échantillon M et la masse des cailloux M_c ont été déterminés au laboratoire. Ainsi, la BD_m de l'échantillon est calculée (cf. équation 3, section 1.3.6).

Cette BD_m (g/cm^3) qui est la masse volumique apparente de la matrice du sol dans l'échantillon récupéré, contient l'effet de la porosité supplémentaire imposée par la présence des cailloux (discontinuité et vide à l'interface entre les cailloux et la matrice). Donc selon les définitions de Torri *et al.* (1994), cette valeur de masse volumique apparente est l'équivalent de la réponse de la fonction de pédotransfert de densité apparente (BD-FPT) de Torri (cf. équation 5. section 1.3.6).

Les différents paramètres de densité apparente que sont $BD = M / V$, BD_m , BD_c , $BD_{m/T}$ et $BD_{c/T}$ qui ont été présentés au tableau 29, ont été de nouveau présentés au Tableau 46 avec l'analyse de la texture du sol pour chaque point.

Tableau 46. Les résultats des essais de détermination de la masse volumique apparente (g/cm^3) à Crosle.

Point de mesure	Texture			MO%	R_w	BD_m	BD_c	$BD_{m/T}$	$BD_{c/T}$	BD
	Argile%	Limon%	Sable%							
1	27	39	34	6,23	0,47	0,99	2,59	0,74	0,66	1,36
2	31	31	38	9,66	0,63	0,86	2,62	0,55	0,93	1,49

On s'aperçoit que les valeurs de BD_m sont 0,99 et 0,86 respectivement pour les deux points de mesure sur un même site. Pour le point 1 de mesure, la somme de $BD_{m/T}$ et $BD_{c/T}$ ne donne pas exactement la BD et il y a une différence de 0,04 qui parvient d'une erreur au déroulement de l'essai au laboratoire pendant le lavage de l'échantillon.

Ce qu'il faut connaître dans la BD-FPT de Torri et al (1984), c'est la teneur en cailloux R_w et la densité apparente de matrice BD_{m0} du même sol dans un endroit où il n'y a pas présence de cailloux, c'est-à-dire sans la porosité supplémentaire due aux discontinuités aux interfaces entre cailloux et matrice. Il faudrait donc trouver un échantillon composé seulement par des particules $< 2 \text{ mm}$ en place. Dans notre cas, on n'a pas pu déterminer ce paramètre dans un endroit sans cailloux (d'ailleurs, il n'est pas dit qu'un tel endroit existe pour ce type de sol !). Pour répondre à ce problème, on a utilisé 32 fonctions, des BD-FPTs qui ont été établies dans la littérature pour prédire la BD_{m0} dans les sols homogènes et sans cailloux (chapitre 1). Ces fonctions emploient les propriétés physiques (teneur en matière organique et texture) de la matrice du sol pour estimer BD_{m0} . En utilisant les propriétés mesurées au laboratoire pour chaque échantillon de sol, ainsi que les échantillons des 2 points de mesure de BD_m – par l'application des 32 (trente-deux) BD-FPTs sélectionnées, on a prédit 32 valeurs de BD_{m0} qui est le paramètre prédicteur dans la BD-FPT de Torri. On a utilisé le paramètre σ défini par $\sigma = BD_{m1} - \hat{BD}_{m1}$ comme le critère de classification des BD-FPTs (Tableau 47 et Tableau 48).

6690 **Tableau 47. Comparaison entre la BD_{m1} mesurée au point 1 du site de Crosle et les 32 estimateurs BD_{m0} et BD_m prédites par les 32 BD_{m0} -FPTs et la BD_m -FPT de Torri *et al.* (1994)**

NO	BD_{m0} -FPT	R_w	$\approx BD_{m0}$ (par BD_{m0} - FPTs)	$\approx BD_{m1}$ (par BD_m - FPT de Torri)	BD_{m1} (méthode au sable)	Critère : o	Classé par pertinence
1	Kaur <i>et al.</i> (2002): linéaire	0,47	1,50	1,30	0,99	-0,31	29
2	Kaur <i>et al.</i> (2002): 2nd-order polynomial	0,47	1,47	1,28	0,99	-0,29	28
3	Kaur <i>et al.</i> (2002): 3rd-order polynomial	0,47	1,37	1,20	0,99	-0,21	21
4	Kaur <i>et al.</i> (2002): Intrinsically linear	0,47	1,37	1,19	0,99	-0,20	20
5	Curtis and Post (1964)	0,47	0,91	0,79	0,99	0,20	19
6	Adams (1973)	0,47	0,98	0,86	0,99	0,13	11
7	Alexander (1980)-A	0,47	1,12	0,97	0,99	0,02	2
8	Alexander (1980)-B	0,47	1,20	1,05	0,99	-0,06	6
9	Federer (1983)	0,47	0,83	0,72	0,99	0,27	24
10	Huntington <i>et al.</i> (1989)-A	0,47	0,98	0,85	0,99	0,14	12
11	Huntington <i>et al.</i> (1989)-B	0,47	0,96	0,84	0,99	0,15	15
12	Manrique and Jones (1991)-A	0,47	1,16	1,01	0,99	-0,02	3
13	Manrique and Jones (1991)-B	0,47	1,10	0,96	0,99	0,03	5
14	Rawls (1983)	0,47	0,81	0,71	0,99	0,28	26
15	Tomasella and Hodnett (1998)	0,47	1,07	0,93	0,99	0,06	7
16	Bernoux <i>et al.</i> (1998)	0,47	1,14	0,99	0,99	0,00	1
17	Perie (2008)-A	0,47	0,89	0,78	0,99	0,21	22
18	Perie (2008)-B	0,47	0,92	0,80	0,99	0,19	18
19	Prevost (2004)-A	0,47	0,96	0,83	0,99	0,16	16
20	Prevost (2004)-B	0,47	1,01	0,88	0,99	0,11	10
21	Federer (1993)-A	0,47	0,83	0,72	0,99	0,27	25
22	Federer (1993)-B	0,47	1,01	0,88	0,99	0,11	9
23	Post and Kwon (2000)	0,47	1,21	1,05	0,99	-0,06	8
24	Tremblay (2002)	0,47	0,84	0,73	0,99	0,26	23
25	Drew (1973)	0,47	1,17	1,02	0,99	-0,03	4
26	Benites (2007)-A	0,47	1,34	1,17	0,99	-0,18	17
27	Benites (2007)-B	0,47	1,31	1,14	0,99	-0,15	14
28	Leonaviciute (2000): A Horizon	0,47	1,30	1,13	0,99	-0,14	13
29	Leonaviciute (2000): E Horizon	0,47	1,47	1,28	0,99	-0,29	27
30	Leonaviciute (2000): B Horizon	0,47	1,54	1,34	0,99	-0,35	30
31	Leonaviciute (2000): BC-C Horizon	0,47	1,75	1,52	0,99	-0,53	32
32	Saxton et al (2006)	0,47	1,56	1,35	0,99	-0,36	31

Tableau 48. Comparaison entre la BD_{m2} mesurée au point 2 du site de Crosle et les 32 estimateurs BD_{m0} et BD_m prédites par les 32 BD_{m0} -FPTs et la BD_m -FPT de Torri *et al.* (1994)

NO	BD_{m0} -FPT	R_w	$\approx BD_{m0}$ (par BD_{m0} - FPTs)	$\approx BD_{m2}$ (par BD_m - FPT de Torri)	BD_{m2} (méthode au sable)	Critère : o	Classé par pertinence
1	Kaur <i>et al.</i> (2002): Linéaire	0,63	1,49	0,98	0,86	-0,12	8
2	Kaur <i>et al.</i> (2002): 2nd-order polynomial	0,63	1,46	0,96	0,86	-0,10	6
3	Kaur <i>et al.</i> (2002): 3rd-order polynomial	0,63	1,37	0,90	0,86	-0,04	2
4	Kaur <i>et al.</i> (2002): Intrinsically linear	0,63	1,37	0,90	0,86	-0,04	1
5	Curtis and Post (1964)	0,63	0,76	0,50	0,86	0,36	26
6	Adams (1973)	0,63	0,88	0,57	0,86	0,29	19
7	Alexander (1980)-A	0,63	0,98	0,65	0,86	0,21	16
8	Alexander (1980)-B	0,63	1,07	0,71	0,86	0,15	11
9	Federer (1983)	0,63	0,67	0,44	0,86	0,42	32
10	Huntington <i>et al.</i> (1989)-A	0,63	0,80	0,52	0,86	0,34	23
11	Huntington <i>et al.</i> (1989)-B	0,63	0,80	0,53	0,86	0,33	22
12	Manrique and Jones (1991)-A	0,63	0,96	0,63	0,86	0,23	17
13	Manrique and Jones (1991)-B	0,63	0,96	0,63	0,86	0,23	18
14	Rawls (1983)	0,63	0,74	0,48	0,86	0,38	27
15	Tomasella and Hodnett (1998)	0,63	1,01	0,66	0,86	0,20	15
16	Bernoux <i>et al.</i> (1998)	0,63	1,05	0,69	0,86	0,17	13
17	Perie (2008)-A	0,63	0,72	0,47	0,86	0,39	29
18	Perie (2008)-B	0,63	0,72	0,48	0,86	0,38	28
19	Prevost (2004)-A	0,63	0,80	0,52	0,86	0,34	24
20	Prevost (2004)-B	0,63	0,84	0,55	0,86	0,31	20
21	Federer (1993)-A	0,63	0,67	0,44	0,86	0,42	31
22	Federer (1993)-B	0,63	0,78	0,51	0,86	0,35	25
23	Post and Kwon (2000)	0,63	1,06	0,69	0,86	0,17	12
24	Tremblay (2002)	0,63	0,69	0,45	0,86	0,41	30
25	Drew (1973)	0,63	1,03	0,67	0,86	0,19	14
26	Benites (2007)-A	0,63	1,24	0,81	0,86	0,05	3
27	Benites (2007)-B	0,63	1,17	0,77	0,86	0,09	4
28	Leonaviciute (2000): A Horizon	0,63	1,14	0,75	0,86	0,11	7
29	Leonaviciute (2000): E Horizon	0,63	1,45	0,95	0,86	-0,09	5
30	Leonaviciute (2000): B Horizon	0,63	1,52	1,00	0,86	-0,14	9
31	Leonaviciute (2000): BC-C Horizon	0,63	1,79	1,17	0,86	-0,31	21
32	Saxton <i>et al.</i> (2006)	0,63	1,54	1,01	0,86	-0,15	10

La dernière colonne des tableaux ci-dessus montre que l'ordre de pertinence des BD_{m0} -FPTs et par conséquent du résultat de la BD_m -FPT de Torri pour prédire BD_m ne suit pas le même comportement aux 2 points de mesure (1 et 2). Tandis que la BD_{m0} -FPT de Bernoux *et al.* (1998) donne le meilleur résultat pour le point 1, cette fonction est treizième au classement pour le point 2. De plus, la BD_{m0} -FPT de Kaur *et al.* (2002) - *Intrinsically linear* qui donne la meilleure BD_m pour le point 2 se retrouve

6700 à la vingtième place pour le point 1. L'écart moyen entre BD_m et son estimateur \hat{BD}_m des 32 BD-FPTs prend respectivement, pour le point 1 et le point 2, les valeurs $-0,02 \text{ g/cm}^3$ et $+0,17 \text{ g/cm}^3$. On conclut que le couplage des BD_{m0} -FPTs avec la BD_m -FPT de Torri donne en moyenne une valeur de $BD_m \pm 0,1 \text{ g/cm}^3$. Cet écart moyen à la valeur mesurée serait plus significatif si le nombre de points de mesure de la masse volumique apparente augmentait. Mais le temps a manqué pour faire plus de mesures de ce type sur le terrain. De plus en comparant avec les valeurs obtenues aux deux points de mesures cet écart moyen est négligeable et on peut faire confiance à la moyenne obtenue par les 32 BD-FPT.

N'ayant pas de raison de choisir l'une ou l'autre, on emploiera toutes les BD_{m0} -FPTs pour estimer ce paramètre prédictif dans les fonctions de pédotransfert que l'on utilisera plus tard pour prédire la conductivité à saturation K_s .

6710

4.4. Relation entre K_s et texture d'un sol complexe : fonctions de pédotransfert

Les cailloux dans le sol influencent la conductivité hydraulique à saturation K_s par leur présence au sein de la matrice du sol. Les procédures de quantification de la texture et de la fraction des cailloux ont été présentées au chapitre 3 ; sections 3.3.5.2 et 3.4.

Évidemment, la valeur de la fraction des cailloux dans le sol doit être connue si l'on veut quantifier leur impact.

4.4.1. Evaluation des K_s prédites par les couplages BD- K_s -FPTs pour 15 points de mesure sur le site n°12

6720

Comme on l'a mentionné au chapitre 3, le site d'étude (site n°12) a fait l'objet d'une fouille (à 120 cm de la profondeur) de 25 m^2 destinée à construire un massif filtrant non drainé. Au fond, 15 échantillons du sol ont été récupérés (pour chaque m^2 un échantillon). La texture et la matière organique de chaque échantillon ont été

déterminées en suivant les protocoles indiqués en annexes II et IV. La conductivité hydraulique du sol a été mesurée en fond de fouille dans chaque m² par un perméamètre de Guelph (Tableau 49). Les paramètres prédicteurs pour les K_s-FPTs sont la texture et plus précisément la proportion d'argile (ARG), la matière organique (MOC) et la masse volumique apparente ou la porosité du sol. Les deux premiers ont été mesurés et le troisième a été prédit de façon empirique par 32 BD-FPTs. La porosité a été calculée par une formule qui utilise la masse volumique apparente BD et la masse volumique réelle ρ_s du sol. Les résultats de détermination de la masse volumique réelle au laboratoire par la méthode de pycnomètre, pour les échantillons du sol du site n°12 ont donné une moyenne de 2,58 g/m³. Le déroulement de cet essai n'a pas été expliqué dans la thèse (cf. équation 2, section 1.3.3.2).

Tableau 49. Les propriétés des échantillons du sol du site n°12, mesurées au laboratoire et sur le terrain

Sol	%Argile	%Limon	%Sable	MOC%	ρ_s	R _w (g/g)	K _s (m/s)
12-1	37,5	38	24,5	4,35	2,58	0,63	3,20E-04
12-2	41	37	22	4,48	2,58	-	3,20E-04
12-3	39	31	30	4,41	2,58	0,47	1,60E-05
12-4	33	34	33	4,19	2,58	-	2,93E-04
12-5	42,5	33,5	24	4,45	2,58	-	9,60E-06
12-6	34	42	24	4,21	2,58	-	3,13E-05
12-7	43	35	22	4,30	2,58	-	6,12E-05
12-8	36	38	26	4,26	2,58	0,46	6,41E-06
12-9	38	33	29	4,16	2,58	-	6,19E-05
12-10	39	37	24	3,37	2,58	0,56	1,58E-04
12-11	37	48	15	4,02	2,58	0,50	8,54E-05
12-12	29	48	23	3,43	2,58	-	4,70E-05
12-13	31	40	29	5,96	2,58	-	4,27E-05
12-14	38	36	26	4,32	2,58	0,48	4,06E-05
12-15	37	35	28	4,30	2,58	-	5,55E-05

La conductivité hydraulique à saturation \tilde{K}_s est estimée par deux catégories de
6740 Ks-FPTs croisées avec 32 BD-FPTs. Puis, elle est comparée avec la conductivité
hydraulique K_s mesurée au même point par le perméamètre de Guelph, ceci répété
pour les 15 échantillons de la fouille. L'évaluation des Ks-FPTs est faite en 4 phases
(0, 1, 2 et 3).

Les Ks-FPTs ont été présentées en détail au chapitre 1, la section 1.5. De plus,
on donne un récapitulatif de ces fonctions au Tableau 50.

Un récapitulatif de l'étude qui va suivre en 4 phases est présenté au tableau 20.
Pour la suite, au début de chaque section, on cite ce tableau avec une indication
pour illustrer la phase et l'étape de l'évaluation dans la section.

Notons tout de suite que presque tous les couplages de FPTs que l'on va voir
6750 sous-estiment K_s .

Tableau 50. Ks-FPTs utilisées pour estimer la conductivité hydraulique du sol

Nom de Ks-FPT	Code	Les facteurs	Principe	Commentaire
Cosby (1984)	100	- % Argile (< 2 µm), - % Sable (> 50 µm)	Une régression pour toutes les textures	Selon 1448 échantillons de sols de textures différentes
Brakensiek <i>et al.</i> (1984)	200	- % Argile (< 2 µm), - % Sable (> 50 µm), - Les masses volumique apparente et réelle (g/cm3),	Une régression pour toutes les textures	-
Vereecken <i>et al.</i> (1990)	300	- % Argile (< 2 µm), - % Sable (> 50 µm), - % La matière organique, - La masse volumique apparente (g/cm3)	Une régression pour toutes les textures	Selon 127 échantillons de sols en Belgique
Saxton <i>et al.</i> (1986)	400	- % Argile (< 2 µm), - % Sable (> 50 µm), - Les masses volumique apparente et réelle (g/cm3)	Une régression pour toutes les textures	Selon 1300 profils de sols au Nord des États-Unis
Saxton <i>et al.</i> (2006)	500	- % Argile (< 2 µm), - % Sable (> 50 µm), - % La matière organique	Une régression pour toutes les textures	Selon les données de la base de données USDA (> 6000 données)
Adhikary <i>et al.</i> (2008)	600	- % Argile (< 2 µm), - % Limon (2-50 µm),	Une régression pour toutes les textures	Selon 564 échantillons de sols en Inde

Nom de Ks-FPT	Code	Les facteurs	Principe	Commentaire
Wösten <i>et al.</i> (1997)	700	<ul style="list-style-type: none"> - % Argile (< 2 µm) - % Sable (> 50 µm), - % La matière organique, - La masse volumique apparente (g/cm³), 	Une régression pour toutes les textures	-
Wösten <i>et al.</i> (1999)	800	<ul style="list-style-type: none"> - % Argile (< 2 µm), - % Limon (2-50 µm), - % Sable (> 50 µm), - % La matière organique, - La masse volumique apparente (g/cm³), -Topsoil 	Une régression pour toutes les textures	Selon la base de données européenne, HYPRES
Campbell (1985)	900	<p>Les valeurs d'au moins trois fractions de n'importe quel système de classification de taille des particules,</p> <p>La masse volumique apparente (g/cm³)</p>	calcul de la moyenne géométrique de taille des particules et l'écart type géométrique	l'estimation est en fonction du nombre de fractions de taille des particules
Ferrer-Julià (2004)	1000	% du Sable	Une régression pour toutes les textures	Selon la base de données développée par Trueba <i>et al.</i> (2000).

La phase 0 est l'évaluation de la pertinence de 3 (trois) Ks-FPTs de la catégorie I (Ks-FPT n°100, n°600 et n°1000 de Cosby, Adhikary et Ferrer-Julà respectivement) pour prédire la moyenne des 15 conductivités hydrauliques mesurées par Guelph. La particularité de la catégorie I est d'être indépendante de la masse volumique apparente du sol (BD) : seule la matrice du sol intervient.

6760 La phase 1 pendant laquelle on évalue les 7 (sept) Ks-FPTs de la catégorie II, en deux étapes. L'étape 1-1 est la comparaison par le critère $b = \overline{K_s} / \overline{K_s}^{\approx}$ entre la moyenne $\overline{K_s}$ des 15 Ks mesurées et la moyenne prédite $\overline{K_s}^{\approx}$. C'est-à-dire pour chacune des 7 Ks-FPTs, on fait un couplage de la Ks-FPT avec les 32 BD-FPTs. Cette étape évalue le rôle de la BD sur la conductivité hydraulique. Ensuite, suivant la même procédure que l'étape 1-1, on refait les calculs mais pour produire les BD, on applique la BD-FPT de Torri avec un pourcentage constant de cailloux, $R_w=50\%$ (étape 1-2). Cette étape évalue le rôle de la matrice (ARG, LIM, SAB), la masse volumique apparente BD et la teneur en cailloux R_w sur la moyenne des 15 Ks.

6770 Dans la phase 2, on va analyser l'effet de la variabilité spatiale de la teneur en cailloux R_w dans les échantillons du sol, en appliquant la BD-FPT de Torri, sur la performance des Torri-BD-Ks-FPTs pour reproduire la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique par les $\overline{K_s}^{\approx}$. La phase 2 sera effectuée en 2 étapes. Pour l'étape 2-1, la méthodologie employée est celle de l'étape 1-2 mais en utilisant la teneur en cailloux R_w mesurée sur 6 échantillons du site pilote (les échantillons 12-1, 12-3, 12-8, 12-10, 12-11 et 12-14). Les critères (cf. section 1.5.3) GMER et GSDER seront utilisés pour évaluer la performance des couplages Torri-BD-Ks-FPTs. Le GSDER ne s'améliore pas de manière uniforme pour tous les couplages.

6780 Un GMER égal à 1 indique une correspondance exacte entre la conductivité hydraulique à saturation mesurée et celle prédite ; $\text{GMER} < 1$ indique que les valeurs prédites de la conductivité hydraulique à saturation sont en moyenne sous-estimées ; $\text{GMER} > 1$ indique une surestimation. Un GSDER égal à 1 correspond à un couplage parfait et il grandit avec la déviation à partir des données mesurées. La meilleure FPT sera, par conséquent, celle avec un GMER proche de 1 et un petit GSDER. La prédiction de la conductivité hydraulique et sa variabilité par rapport à la variabilité de

la teneur en cailloux dans ce type de sol est le but de l'étape 2-1. En utilisant les résultats de l'étape 2-1, on fait une sélection des couplages Torri-BD-Ks-FPTs et ces couplages sont utilisés à l'étape 2-2. C'est-à-dire, nous établissons une corrélation entre les R_w mesurés et les \tilde{K}_s pour les couplages sélectionnés à la phase précédente et l'évaluation est faite par le critère du résidu R^2 .

6790 A la fin, la phase 3 est une analyse paramétrique de propagation des erreurs sur les mesures de teneur en matière organique et la teneur en sable dans les échantillons sur la conductivité hydraulique prédite par chaque Ks-FPT (catégorie I et II) est faite par la méthode de Monte Carlo pour affiner les résultats obtenus par les phases précédentes.

Tableau 51. Schéma conceptuel des phases d'évaluation des Ks-FPTs

Ks-FPTs→		Catégorie I des Ks-FPTs	Catégorie II des Ks-FPTs			
BD-FPTs→		-	32 BD-FPT	32 BD-FPT + Torri-BD-FPT		
Critère→		B	b		GMER et GSDER	R^2
Phase-étape						
Phase 0		•				
Phase 1	étape 1-1 (Sans l'effet des cailloux)		•			
	étape 1-2 (Avec l'effet des cailloux (la valeur moyenne de $R_w=0,5$))			•		
Phase 2	étape 2-1 (Avec l'effet de la variation de teneur en cailloux)				•	
	étape 2-2 (relation des Ks prédites et la teneur en cailloux)					•
Phase 3		-	Analyse de propagation de l'erreur de mesure			

4.4.1.1. L'analyse des Ks-FPTs de la catégorie I (phase 0)

6800 On commence avec la première catégorie des Ks-FPTs (Cosby, Adhikary et Ferrer-Julia) qui sont indépendantes de la masse volumique apparente et de la matière organique du sol (phase 0). Les codes attribués à ces trois Ks-FPTs sont respectivement 100, 600 et 1000. La Figure 65 montre les K_s mesurées vs. \bar{K}_s prédites par les 3 Ks-FPTs de la catégorie I, Cosby, Adhikary et Ferrer-Julia : il est clair qu'elles sous-estiment K_s . Cela suggère d'une part, que les Ks mesurées par l'appareil Guelph intègrent les effets de la matrice du sol et des éléments grossiers (particules supérieures à 2 mm) (Lee *et al.* 1985) donc sont une mesure de la Ks globale du sol ; et d'autre part, que les Ks prédites par les 3 Ks-FPTs expriment seulement des propriétés de la matrice du sol (Ks matricielle du sol). De plus, 6810 l'hétérogénéité qui existe parmi les 15 Ks mesurées par le Guelph n'apparaît pas dans les résultats des Ks-FPTs de la catégorie I. On en déduit que d'autres paramètres ou propriétés du sol influencent Ks qui ne sont pas dans les facteurs prédictors de ces 3 Ks-FPTs. On note que la fonction de Cosby *et al.* (1984) montre un meilleur comportement pour simuler le montant de Ks que les deux autres.

6820

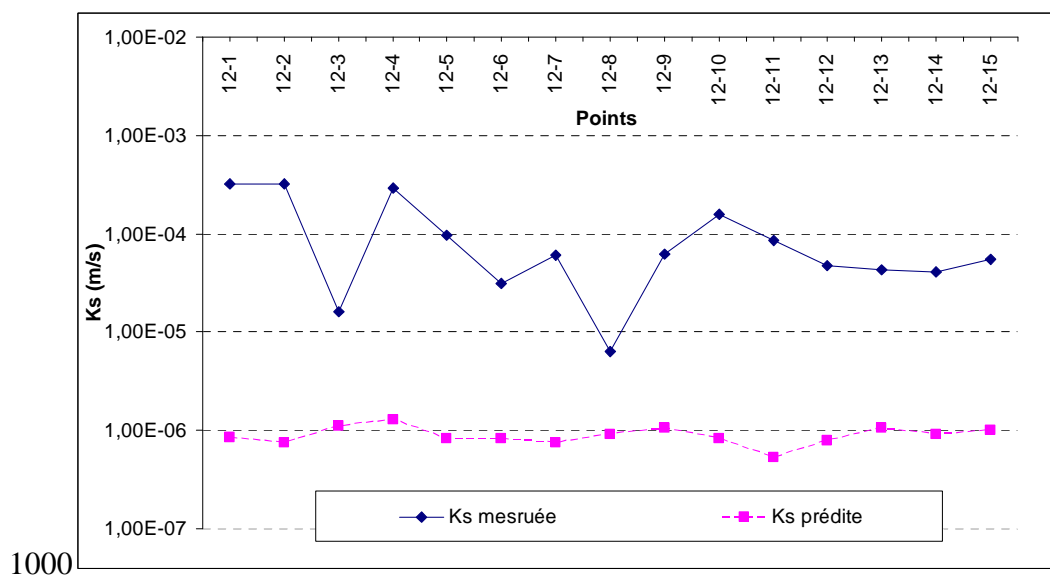
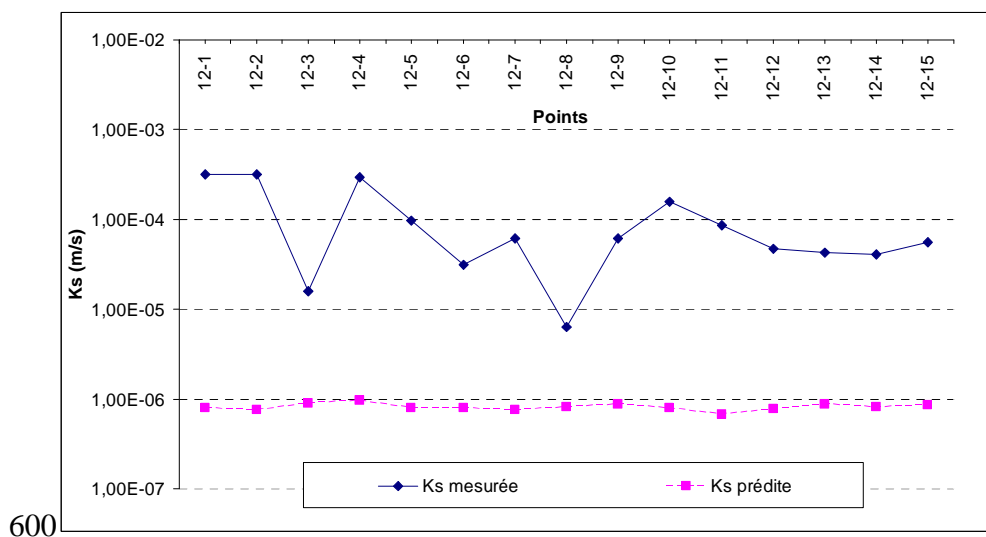
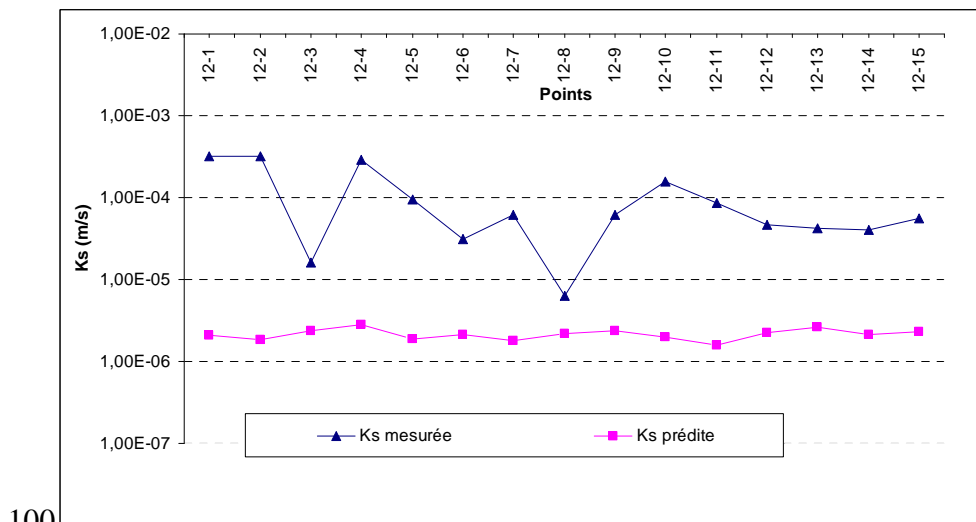


Figure 65. La variation comparée des 15 valeurs de Ks mesurées et des 15 valeurs prédites par les Ks-FPTs de la catégorie I.

Les critères statistiques présentés au chapitre 1 ont été utilisés afin d'évaluer ces 3 Ks-FPTs. Les valeurs calculées de b, GMER, GSDER sont montrées au
 6830 Tableau 52. Cosby *et al.* (1984) donne un b et un DT plus bas, avec un GMER et un GSDER peu discriminants, donc cette Ks-FPT se comporte mieux que les deux autres.

Les prédicteurs de cette fonction sont les pourcentages de l'argile et du sable qui sont représentatifs de la matrice du sol. Bien qu'on ait calculé les différents critères pour évaluer les 3 Ks-FPTs, le critère principal que nous employons pour cette étape (phase 0) est l'évaluation par le critère b de la proximité entre les valeurs moyennes des 15 Ks mesurées ($\overline{K_s}$) et des 15 prédites ($\overline{\hat{K}_s}$). Le calcul des autres critères est juste là pour montrer que ces 3 Ks-FPTs ne peuvent pas reproduire la variation des 15 Ks mesurées. La Ks-FPT de Cosby *et al.* (1994), avec un rapport
 6840 $b = \overline{K_s} / \overline{\hat{K}_s}$ égal à 51, tend à estimer une moyenne des 15 Ks prédites plus proche de la moyenne des 15 Ks mesurées. La fonction de Ferrer-Julià *et al.* (2004) se comporte un peu mieux que celle d'Adhikary *et al.* (2008) (paramètre SAB) comme paramètre prédicteur et établie dans les sols plutôt sableux tandis que pour la deuxième, les pourcentages de l'argile (ARG) et du limon (LIM) sont les prédicteurs. Mais les résultats des trois Ks-FPTs ne s'approchent pas des résultats des Ks mesurées sur le terrain par le Guelph et donc on va utiliser (et éventuellement modifier) les autres Ks-FPTs (catégorie II) qui utilisent de plus la masse volumique apparente et la matière organique du sol comme prédicteurs.

6850 **Tableau 52. Paramètres statistiques b, GMER, GSDER et DT des Ks estimées, pour comparer les 3 Ks-FPTs de la catégorie I.**

Ks-FPT	b	GMER	GSDER	DT
Cosby <i>et al.</i> (1984)	51	0,032	3,096	36,738
Adhikary <i>et al.</i> (2008)	134	0,012	3,026	92,582
Ferrer-Julia <i>et al.</i> (2004)	123	0,013	3,126	86,106

4.4.1.2. L'analyse des Ks-FPTs de la catégorie II (phase 1)

La deuxième catégorie qui comprend 7 (sept) Ks-FPTs sont évaluées en deux phases : d'abord, afin d'adopter une ou plusieurs Ks-FPTs pour estimer la moyenne des Ks mesurées et ensuite aussi pour évaluer leurs performances pour approcher la variation des Ks mesurées dans les colluvions comme un exemple des sols caillouteux. Dans cette section, qui est la première étape de la phase 1, nous utilisons le critère b pour évaluer la moyenne des 15 Ks par les 7 Ks-FPTs de la catégorie II. Pour cela, il faut d'abord estimer la masse volumique apparente de la matrice du sol par les BD-FPTs, car elles n'ont pas été mesurées pour les quinze échantillons du sol du site 12. Ensuite, un algorithme du couplage de chaque Ks-FPT de la catégorie II et des trente-deux BD-FPTs est établi. C'est-à-dire que l'on produit au total 3360 ($15 \times 32 \times 7$) \bar{K}_s et 224 \bar{K}_s (i.e. 32×7). Le critère d'évaluation reste le même que celui qui a été appliqué pour les 3 Ks-FPTs de la catégorie I.

On rappelle que les 32 BD-FPTs ont été établies pour prédire la masse volumique apparente du sol dans un sol homogène et sans cailloux (un sol composé d'une matrice < 2 mm et dans un endroit sans cailloux) que l'on appelle \bar{BD}_{m0} .

Comme un exemple, on décrit la procédure des calculs du couplage de Ks-FPT de Brakensiek *et al.* (1984) (numéro 200) et BD-FPT de Kaur *et al.* (2002) (fonction linéaire n°1) qui donne la Ks-BD-FPT n°201. Les propriétés physiques et chimiques utilisées comme prédicteurs de ces deux FPTs ont déjà été expliquées au chapitre 1, la section 1.5.

\bar{BD}_{m0} (g/cm³) est prédite pour chaque échantillon du sol par la BD-FPT linéaire de Kaur *et al.* (2002) qui est égale à :

$$\bar{BD}_{m0} = 1,506 - (0,266 \times CO) + (4,517 \times 10^{-3} \times A) - (3,520 \times 10^{-3} \times S)$$

On note que pour cette équation, le carbone organique CO (empiriquement estimé à 50 % de la matière organique MOC) et les taux d'argile A et du sable S (tous en décimales) sont les prédicteurs. Donc, en appliquant la BD-FPT linéaire de Kaur aux 15 échantillons du fond de fouille, on obtient 15 \bar{BD}_{m0} (Tableau 53). On constate que la FPT de Kaur linéaire fournit à peu près une valeur constante (de 1,5 g/m³) de la masse volumique apparente de matrice pour les 15 échantillons.

Puis on applique la \tilde{BD}_{m0} comme prédicteur dans la Ks-FPT de Brakensiek pour estimer \tilde{K}_s (m/s) :

$$\tilde{K}_s = 2,778 \times 10^{-7} \exp(x)$$

x est égal à :

$$\begin{aligned} x = & 19,52348(n) - 8,96874 - 0,028212(A) + 1,8107 \times 10^{-4}(S^2) - 9,4125 \times 10^{-3}(A^2) \\ & - 8,395215(n^2) + 0,077718(S)(n) - 0,00298(S^2)(n^2) - 0,019492(A^2)(n^2) \\ & + 1,73 \times 10^{-5}(S^2)(A) + 0,02733(A^2)(n) + 0,001434(S^2)(n) \\ & - 3,5 \times 10^{-6}(C)(S) \end{aligned}$$

où S et A sont respectivement les pourcentages de sable et d'argile, n est la porosité (m^3/m^3) qui est égale à $n = 1 - \frac{BD_{m0}}{\rho_s}$, BD_{m0} et ρ_s sont respectivement les masses volumique apparente et réelle (g/m^3) du sol et $\rho_s = 2,58 \text{ g/cm}^3$.

Donc, en employant les équations ci-dessus pour chaque échantillon, on obtient 15 valeurs de \tilde{K}_s (Tableau 53).

Les valeurs calculées de b, GMER, GSDER et DT pour les \tilde{K}_s obtenues comparées avec les Ks mesurées sont respectivement 1794, 0,001, 3,961 et 1249,17. Ce résultat de b qui est très élevé amène à la conclusion que le couplage numéro 201 ne satisfait pas du tout à l'objectif de l'étude et qu'il a une mauvaise performance.

Tableau 53. Résultats des calculs du couplage BD-Ks-FPT n°201 (Kaur linéaire + Brakensiek) pour les 15 échantillons du site n°12

Sol	%Argile	%Limon	%Sable	MOC %	ρ_s	R_w (g/g)	K_s (m/s)	\overline{BD}_{m0} (g/cm ³)	$\overline{K_s}$ (m/s)
12-1	37,5	38	24,5	4,35	2,58	0,63	3.20E-04	1,50	5,38E-08
12-2	41	37	22	4,48	2,58	-	3.20E-04	1,50	2,84E-08
12-3	39	31	30	4,41	2,58	0,47	1,60E-05	1,50	7,04E-08
12-4	33	34	33	4,19	2,58	-	2,93E-04	1,50	1,79E-07
12-5	42,5	33,5	24	4,45	2,58	-	9,60E-06	1,50	2,70E-08
12-6	34	42	24	4,21	2,58	-	3,13E-05	1,50	7,83E-08
12-7	43	35	22	4,30	2,58	-	6,12E-05	1,50	2,15E-08
12-8	36	38	26	4,26	2,58	0,46	6,41E-06	1,50	7,23E-08
12-9	38	33	29	4,16	2,58	-	6,19E-05	1,501	7,26E-08
12-10	39	37	24	3,37	2,58	0,56	1,58E-04	1,502	4,22E-08
12-11	37	48	15	4,02	2,58	0,50	8,54E-05	1,50	3,00E-08
12-12	29	48	23	3,43	2,58	-	4,70E-05	1,501	1,24E-07
12-13	31	40	29	5,96	2,58	-	4,27E-05	1,498	1,61E-07
12-14	38	36	26	4,32	2,58	0,48	4,06E-05	1,50	5,69E-08
12-15	37	35	28	4,30	2,58	-	5,55E-05	1,50	7,54E-08
Moyenne	37	38	25	4,30	2,58	0,52	1,03 ^E -04	1,50	7,27 ^E -08

De la même manière, on fait les calculs pour les couplages de Ks-FPT de Brakensiek avec les 31 autres BD-FPTs. Les résultats des critères statistiques, b, GMER, GSDER et DT, pour les 32 couplages sont présentés au Tableau 54. Les 32 moyennes $\overline{K_s}$ et $\overline{K_s^*}$ des 15 conductivités hydrauliques mesurées et prédites d'où

6910 résulte le rapport $b = \overline{K_s} / \overline{K_s^*}$ ont été ajoutées au Tableau 54. Le critère b est le moyen de comparer la performance des couplages pour prédire la moyenne des 15 conductivités hydrauliques mesurées.

Comme la performance de certains couplages ne convient pas pour prédire K_s sur le sol étudié, l'évaluation des K_s -FPTs exige de faire une sélection préliminaire des résultats obtenus. Pour cela, un seuil de 50 a été choisi pour b et une série de couplages de BD-FPTs et K_s -FPTs a ainsi été sélectionnée et traitée (Figure 66).

Tableau 54. Les valeurs moyennes des K_s prédites et les critères statistiques calculés, b , GMER, GSDER et DT, pour 32 BD-FPTs couplées à la K_s -FPT de Brakensiek

Code	BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{\approx K_s}$ (m/s)	b	GMER	GSDER
201	Kaur-linear	1,09E-04	6,08E-08	1794	0,001	3,961
202	Kaur-2nd_poly	1,09E-04	7,97E-08	1369	0,001	3,911
203	Kaur-3nd_poly	1,09E-04	2,17E-07	504	0,003	3,710
204	Kaur_Int. linear	1,09E-04	2,27E-07	480	0,003	6,660
205	Adam	1,09E-04	2,89E-06	38	0,044	3,452
206	Rawls	1,09E-04	7,94E-06	14	0,120	3,312
207	Perie_B	1,09E-04	2,55E-06	43	0,037	3,702
208	Prevost_B	1,09E-04	1,75E-06	62	0,026	3,653
209	Federer_A	1,09E-04	5,18E-06	21	0,077	3,477
210	Federer_B	1,09E-04	9,40E-07	116	0,013	4,150
211	Post and Kwon	1,09E-04	3,92E-07	278	0,006	3,885
212	Tremblay	1,09E-04	5,05E-06	22	0,075	3,464
213	Benites_B	1,09E-04	1,74E-07	625	0,003	4,005
214	Tomasella et Hodnett	1,09E-04	2,39E-06	46	0,036	3,276
215	Bernoux <i>et al.</i>	1,09E-04	1,74E-06	63	0,027	3,319
216	Leonaviciute:H. A	1,09E-04	1,15E-07	948	0,002	4,443
217	Leonaviciute:H. E	1,09E-04	6,48E-08	1682	0,001	3,927
218	Leonaviciute:H. B	1,09E-04	3,67E-08	2975	0,001	3,945
219	Leonaviciute : H. BC-C	1,09E-04	3,81E-09	28612	0,000	4,709
220	Saxton (2006)	1,09E-04	8,99E-08	1213	0,001	3,166
222*	Curtis and Post	1,09E-04	3,57E-06	31	0,053	3,509
223	Alexander-A	1,09E-04	9,88E-07	110	0,015	3,660
224	Alexander-B	1,09E-04	5,02E-07	217	0,007	3,771
225	Federer	1,09E-04	4,86E-06	22	0,072	3,509
226	Huntington-A	1,09E-04	2,15E-06	51	0,032	3,594
227	Huntington-B	1,09E-04	2,27E-06	48	0,034	3,628
228	Manrique and Jones-A	1,09E-04	6,07E-07	180	0,009	3,778
229	Manrique and Jones-B	1,09E-04	1,11E-06	98	0,017	3,648
230	Perie-A	1,09E-04	3,15E-06	35	0,046	3,643
231	Prevost_A	1,09E-04	2,34E-06	47	0,035	3,631
232	Drew	1,09E-04	5,48E-07	199	0,008	3,806
233	Benites-A	1,09E-04	1,49E-07	732	0,002	3,975

6920 (*) le code numéro 21 a été réservé pour la BD-FPT de Torri *et al.* (1994) qui s'applique comme un transformateur dans les sections suivantes.

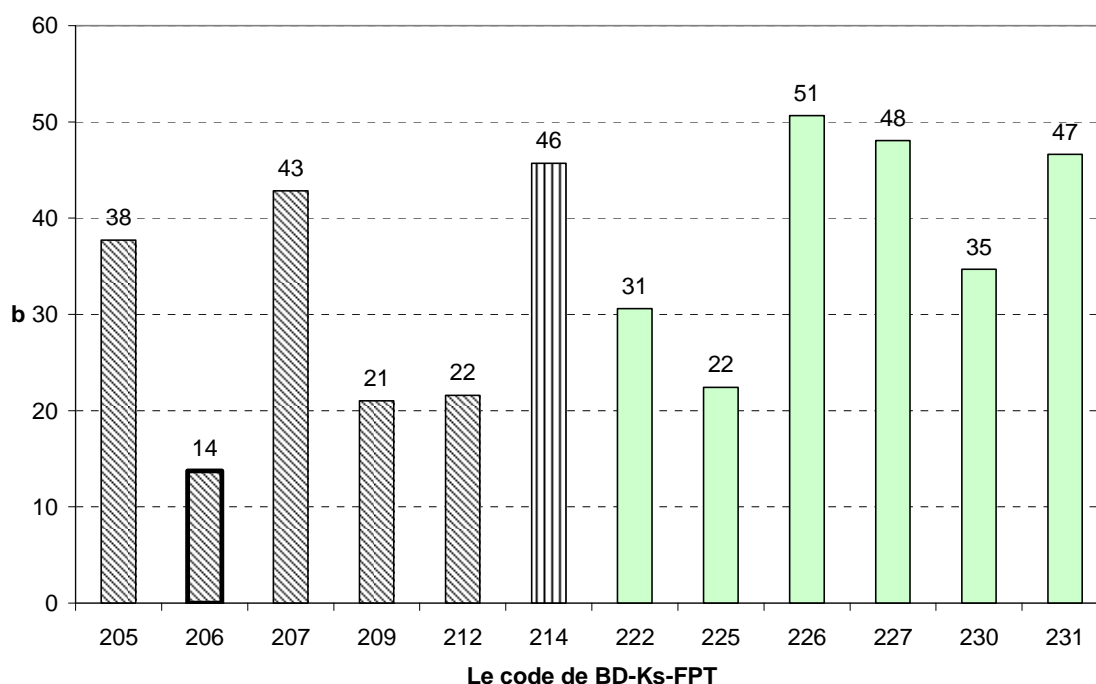


Figure 66. Résultats de la première étape de sélection : les meilleurs couplages des BD-FPTs avec la Ks-FPT de Brakensiek.

La Figure 66 met en évidence : d'abord, que seulement 11 BD-Ks-FPTs donnent un rapport b inférieur à 50 (on ajoute la BD-Ks-FPT n°226 qui a un b égal à 51). La BD-Ks-FPT n°206 produit le meilleur b ($b=14$). La BD-FPT n°6 a été développée par Rawls *et al.* (1983) et ses prédicteurs sont MOC (%), $BD_{bm} = 1,27$ et $BD_{bo} = 0,224$ où BD_{bm} est la masse volumique (déterminée de manière empirique) de la fraction minérale « pure », et BD_{bo} est la masse volumique (déterminée de manière empirique) de la fraction organique '« pure »'(cf. section 1.5.4.4.)'. En fait, BD_{bo} est la masse volumique apparente lorsque MO = 1, et BD_{bm} est la masse volumique apparente lorsque MO = 0. Le rapport découle de l'hypothèse que (i) BD_{bo} et BD_{bm} sont constantes et (ii) dans un mélange, les volumes occupés par la masse organique et la masse minérale sont additifs (Federer *et al.*, 1993) qui est une très forte approximation.

Donc, la texture (ARG, LIM, SAB) déterminée pour les 15 échantillons n'intervient pas dans la prédiction de \hat{BD}_{m0} par cette BD-FPT. Cela peut suffire à expliquer pourquoi, en ayant utilisé \hat{BD}_{m0} et le paramètre MOC des échantillons du

6940 sol dans la Ks-FPT de Brakensiek, les résultats de \bar{K}_s (même ceux sélectionnés de la Figure 66) sont très loin des K_s mesurées par Guelph. On a déjà mentionné que ces 32 BD-FPTs ont été développées et calibrées pour les échantillons homogènes du sol sans cailloux. Donc, il est possible que d'autres propriétés du sol interviennent pour mieux prédire la K_s du sol. L'une de ces propriétés est la teneur en cailloux R_w dans l'échantillon du sol (Chapitre 3, section 3.4). Selon les observations du profil du sol en place et aussi le type de sol qui est une colluvion, ce paramètre jouerait un rôle important dans la prédiction de K_s . Donc il est nécessaire de le quantifier dans les échantillons du sol. Mais avant de déterminer R_w dans les quinze échantillons, on a essayé d'évaluer l'influence de R_w sur la BD du sol et de ce fait sur les \bar{K}_s .

6950 Pour cela, comme seconde étape de la phase 1, d'abord, on a imaginé que dans chaque échantillon il y a une teneur R_w identique de 50 % ; ensuite, pour estimer l'effet de cette fraction, on a choisi la BD-FPT de Torri *et al.* (1994) comme transformateur et on a refait tous les calculs de l'étape 1-1. Rappelons cette fonction de Torri *et al.*, (1994) :

Elle prend \bar{BD}_{m0} et R_w de l'échantillon comme prédicteurs et sa réponse est la masse volumique apparente de la matrice du sol dans un échantillon caillouteux \bar{BD}_m (y compris l'effet de la porosité imposée par les cailloux aux interfaces).

Donc, on génère les 32 valeurs de \bar{BD}_m en appliquant la BD-FPT de Torri avec $R_w = 0,50$ aux \bar{BD}_{m0} déjà produites par les 32 BD-FPTs. Puis, on utilise cette fois les 32 nouvelles \bar{BD}_m comme prédicteur dans la Ks-FPT de Brakensiek pour prédire les \bar{K}_s . D'abord, on a produit les \bar{K}_s pour le couplage Torri-BD-Ks-FPT de Kaur-linéaire et Brakensiek avec $R_w = 0,50$ qui a été codé comme le couplage 201-50 (Tableau 55). Le code 201-50 se signifie qu'on a utilisé la Ks-FPT de Brakensiek (code 200), la BD-FPT de Kaur-linéaire (code 1) et la BD-FPT de Torri avec un $R_w = 50\%$ (code 50).

6960

Les valeurs calculées de b , GMER, GSDER et DT pour les nouvelles \bar{K}_s prédites comparées avec les K_s mesurées sont respectivement 170, 0,010, 3,519 et 120,703. Ces résultats révèlent l'influence de R_w sur l'amélioration de l'efficacité des Ks-FPTs : par exemple, on s'aperçoit que la fonction de pédotransfert 201-50 donne au Tableau 55 un rapport b qui est 11 fois meilleur que celui produit par la fonction 201 au Tableau 54. Donc les \bar{K}_s sont plus proches des K_s grâce à la prise en compte de R_w .

Tableau 55. Résultat des calculs pour le couplage BD-Ks-FPT numéro 201-50 (Torri-Kaur linéaire – Brakensiek) des 15 échantillons du site n°12

Sol	%Argile	%Limon	%Sable	MO%	ρ_s	K_s (m/s)	\bar{BD}_{m0} (g/cm ³)	R_w (g/g) effectuée	\bar{BD}_m	\bar{K}_s (m/s)
12-1	37,5	38	24,5	4,35	2,58	3.20E-04	1,50	0,50	1,2615	5,86E-07
12-2	41	37	22	4,48	2,58	3.20E-04	1,50	0,50	1,2615	3,90E-07
12-3	39	31	30	4,41	2,58	1,60E-05	1,50	0,50	1,2617	8,49E-07
12-4	33	34	33	4,19	2,58	2,93E-04	1,50	0,50	1,2617	1,49E-06
12-5	42,5	33,5	24	4,45	2,58	9,60E-06	1,50	0,50	1,2617	4,14E-07
12-6	34	42	24	4,21	2,58	3,13E-05	1,50	0,50	1,2614	6,88E-07
12-7	43	35	22	4,30	2,58	6,12E-05	1,50	0,50	1,2619	3,42E-07
12-8	36	38	26	4,26	2,58	6,41E-06	1,50	0,50	1,2616	7,18E-07
12-9	38	33	29	4,16	2,58	6,19E-05	1,501	0,50	1,2619	8,21E-07
12-10	39	37	24	3,37	2,58	1,58E-04	1,502	0,50	1,2627	5,11E-07
12-11	37	48	15	4,02	2,58	8,54E-05	1,50	0,50	1,2616	3,10E-07
12-12	29	48	23	3,43	2,58	4,70E-05	1,501	0,50	1,2619	8,30E-07
12-13	31	40	29	5,96	2,58	4,27E-05	1,498	0,50	1,2594	1,19E-06
12-14	38	36	26	4,32	2,58	4,06E-05	1,50	0,50	1,2616	6,41E-07
12-15	37	35	28	4,30	2,58	5,55E-05	1,50	0,50	1,2616	7,99E-07
Moyenn e	37	38	25	4,3	2,58	1,09E-04	1,50	0,50	1,262	7,05E-07

On a fait les calculs similaires pour les 31 autres Torri-BD-FPTs et b, GMER, GSDER et DT ont été produits pour chaque couplage avec la Ks-FPT de Brakensiek.

Les résultats des critères statistiques, b, GMER, GSDER et DT pour les 32 couplages ont été présentés au Tableau 56. Les moyennes des 15 conductivités hydrauliques mesurées $\overline{K_s}$ et prédites $\overline{K_s}^{\approx}$ d'où résulte $b = \overline{K_s} / \overline{K_s}^{\approx}$ ont été ajoutées au Tableau 56.

La sélection préliminaire avec la condition du seuil $b \leq 50$ a été appliquée cette fois encore pour sélectionner les meilleurs couplages (Figure 67).

Tableau 56. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés b, GMER, GSDER et DT pour 32 Torri-BD-FPTs (avec $R_w = 0,50$) couplées avec la Ks-FPT de Brakensiek

Code	Torri-BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s}^{\approx}$ (m/s)	b	GMER	GSDER
201-50	Kaur-linear	1,09E-04	6,42E-07	170	0,010	3,519
202-50	Kaur-2nd_poly	1,09E-04	7,64E-07	143	0,012	3,502
203-50	Kaur-3nd_poly	1,09E-04	1,44E-06	76	0,022	3,423
204-50	Kaur_Int. linear	1,09E-04	1,49E-06	73	0,023	4,516
205-50	Adam	1,09E-04	7,12E-06	15	0,107	3,334
206-50	Rawls	1,09E-04	1,26E-05	9	0,190	3,273
207-50	Perie_B	1,09E-04	6,60E-06	17	0,098	3,454
208-50	Prevost_B	1,09E-04	5,28E-06	21	0,079	3,431
209-50	Federer_A	1,09E-04	9,97E-06	11	0,149	3,348
210-50	Federer_B	1,09E-04	3,61E-06	30	0,053	3,661
211-50	Post and Kwon	1,09E-04	2,10E-06	52	0,031	3,531
212-50	Tremblay	1,09E-04	9,83E-06	11	0,147	3,342
213-50	Benites_B	1,09E-04	1,26E-06	87	0,019	3,576
214-50	Tomasella et Hodnett	1,09E-04	6,35E-06	17	0,096	3,227
215-50	Bernoux <i>et al.</i>	1,09E-04	5,26E-06	21	0,080	3,262
216-50	Leonaviciute:H. A	1,09E-04	9,66E-07	113	0,014	3,729
217-50	Leonaviciute:H. E	1,09E-04	6,69E-07	163	0,010	3,470
218-50	Leonaviciute:H. B	1,09E-04	4,64E-07	235	0,007	3,484
219-50	Leonaviciute : H. BC-C	1,09E-04	1,07E-07	1020	0,002	3,725
220-50	Saxton (2006)	1,09E-04	8,25E-07	132	0,013	3,135
222*-50	Curtis and Post	1,09E-04	8,05E-06	14	0,121	3,363
223-50	Alexander-A	1,09E-04	3,72E-06	29	0,056	3,430
224-50	Alexander-B	1,09E-04	2,45E-06	45	0,037	3,477
225-50	Federer	1,09E-04	9,62E-06	11	0,144	3,363
226-50	Huntington-A	1,09E-04	5,97E-06	18	0,090	3,402
227-50	Huntington-B	1,09E-04	6,16E-06	18	0,092	3,419
228-50	Manrique and Jones-A	1,09E-04	2,75E-06	40	0,042	3,483
229-50	Manrique and Jones-B	1,09E-04	3,99E-06	27	0,060	3,425
230-50	Perie-A	1,09E-04	7,48E-06	15	0,111	3,426
231-50	Prevost_A	1,09E-04	6,28E-06	17	0,094	3,421
232-50	Drew	1,09E-04	2,59E-06	42	0,039	3,496
233-50	Benites-A	1,09E-04	1,14E-06	96	0,017	3,558

(*) le code numéro 21 a été réservé pour la BD-FPT de Torri *et al.* (1994).

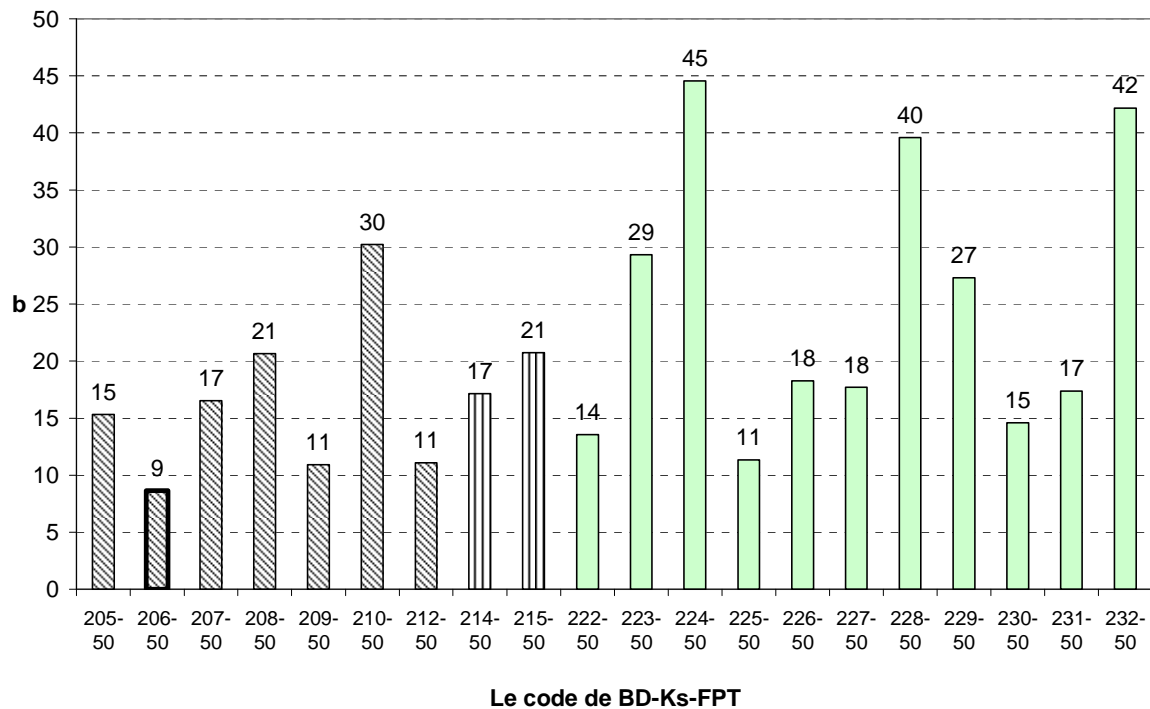


Figure 67. Résultats de la seconde étape de sélection : les meilleurs couplages des Torri-BD-FPTs avec la Ks-FPT de Brakensiek.

6990 Sur les Figure 66 et Figure 67, on comprend mieux l'influence de la fraction caillouteuse dans le sol sur la conductivité hydraulique du sol. On voit que 20 couplages BD-Ks-FPTs donnent un b inférieur à 50. La BD- Ks-FPT n°206-50 produit encore, comme à l'étape 1-1, le meilleur b (ici $b=9$). On l'a vu, la texture réelle déterminée pour les quinze échantillons n'intervient pas dans la prédiction de \hat{BD}_{m0} par la BD-FPT n°6, de Rawls *et al.* (1983) qui utilise surtout la MOC. Les Torri-BD-FPT n°209-50 (Federer-A), n°212-50 (Tremblay) et n° 225-50 (Federer) donnent un rapport b égal à 11 qui est remarquable. Le prédicteur pour la BD-FPT de Federer est seulement le paramètre MOC de l'échantillon du sol.

7000 De plus, bien qu'on ait utilisé la \hat{BD}_m estimée par la BD-FPT de Torri (et toujours MOC des échantillons du sol) dans la Ks-FPT de Brakensiek, les résultats des \hat{K}_s ne sont pas suffisamment améliorés avec l'application de cette Ks-FPT pour qu'elle soit retenue finalement.

Pour la suite, on teste la méthodologie décrite ci-dessus sur la Ks-FPT de Brakensiek (étapes 1 et 2 de la phase 1) pour évaluer la performance des 6 autres Ks-FPTs de la catégorie II pour compléter la phase 1. C'est-à-dire pour chaque Ks-

FPT, on fait un couplage de la Ks-FPT avec les 32 BD-FPTs et on évalue le critère b (étape 1). Ensuite suivant la même procédure que l'étape 1, on refait les calculs mais pour produire les BD, on applique la BD-FPT de Torri avec un pourcentage de cailloux comme R_w (étape 2). A la fin de chaque calcul, les résultats de chaque

7010 étape pour une Ks-FPT sont comparés à la moyenne des Ks mesurées. Finalement, on propose certaines Ks-FPTs à employer de préférence dans le sol (colluvion calcaire) du site pilote. Les tableaux des calculs des couplages de BD-Ks-FPT et Torri-BD-Ks-FPT avec les critères statistiques aux étapes 1 et 2 sont à l'annexe XI. De plus, on commencera la phase 2, à partir de la section 4.4 qui concerne l'évaluation des Ks-FPTs de la catégorie II pour prédire la variabilité de la Ks.

- Ks-FPT de Vereecken *et al.* (1990)

La Ks-FPT de Vereecken *et al.* (1990) a le code 300 dans cette étude. L'argile ARG, le sable SAB, la masse volumique apparente de la matrice du sol BDm sont les prédictors de cette fonction.

7020 Les résultats des calculs de l'étape 1-1 montrent que la performance de la Ks-FPT de Vereecken est meilleure que celle de Brakensiek. Donc un seuil égal à 20 a été attribué au critère b afin de faire la sélection préliminaire des résultats des couplages des 32 BD-FPTs avec la Ks-FPT de Vereecken.

En croisant la Ks-FPT de Vereecken avec les 32 BD-FPTs, 17 (dix-sept) couplages BD-Ks-FPTs donnent un rapport b inférieur à 20. Les BD-FPTs qui donnent ces bons couplages sont les mêmes que celles vues en couplage avec Brakensiek, avec quelques autres en plus. Le meilleur résultat est celui du couplage n°306 (Rawls-Vereecken) avec un b égal à 1 (Figure 68). C'est-à-dire que dès le première étape, (1-1) sans l'intervention de la BD-FPT de Torri donc sans l'effet de la

7030 fraction des cailloux (i.e. avant d'effectuer l'étape 1-2), le couplage BD-Ks-FPT de Rawls-Vereecken donne une prédiction optimale pour la valeur moyenne $\overline{K_s}$. Les critères GMER, GSDER et DT pour le couplage n°306 sont acceptables sans plus (respectivement 2,065 ; 3,047 ; et 3,662). D'après la Figure 69, bien que les résultats de $\overline{K_s}$ et $\overline{\tilde{K_s}}$ en appliquant le couplage Rawls-Vereecken sont très proches (1,09E-04 vs. 1,35E-04 m/s), il est clair que ce couplage n'illustre pas correctement les variations parmi les 15 K_s . Il existe donc une hétérogénéité très forte parmi les K_s

qui est causée par une variable qui n'est pas intervenue dans les calculs de la BD-Ks-FPT n°306. Cela suggère de refaire les calculs en tenant compte de R_w , ce qui sera fait en phase 2.

7040 Les couplages n°309 (Federer-A-Vereecken), n°312 (T remblay-Vereecken) et n°325 (Federer-Vereecken) donnent un rapport $b = 2$ que l'on classe au deuxième rang du classement après Rawls-Vereecken.

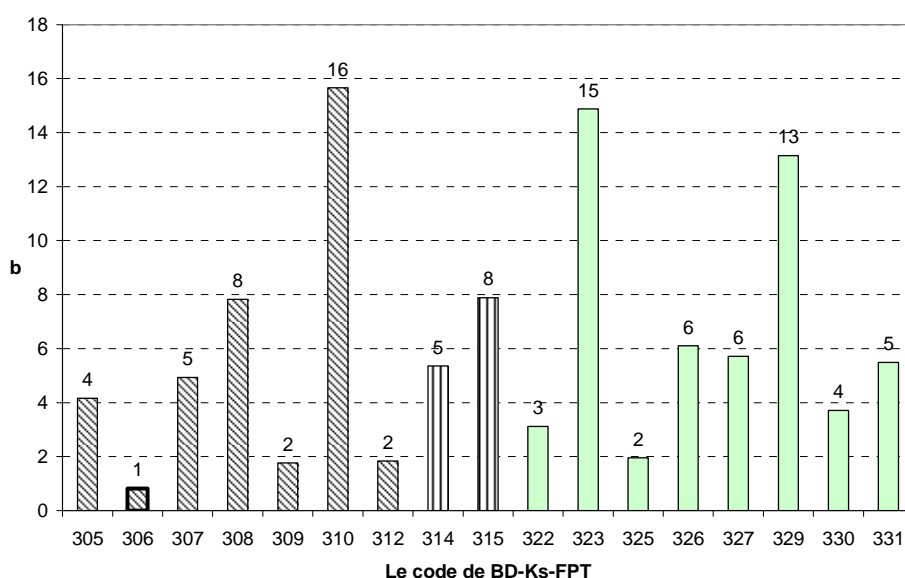


Figure 68. Résultats de l'étape 1-1 de sélection : les meilleurs couplages des BD-FPTs avec la Ks-FPT de Vereecken.

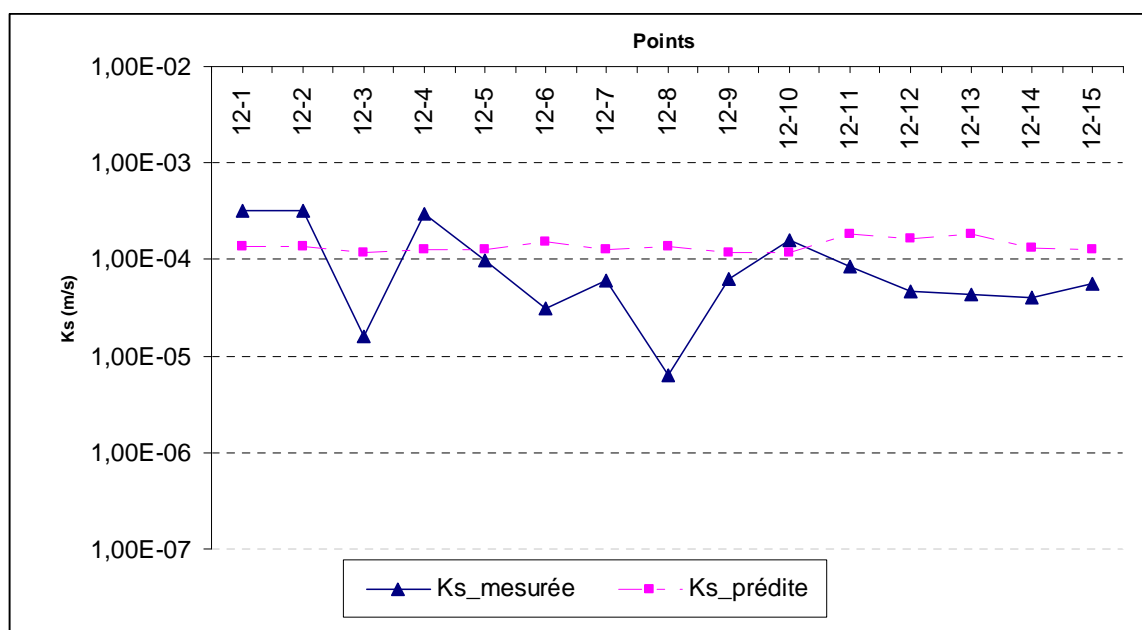


Figure 69. Variation comparée des 15 Ks mesurées et des 15 Ks prédites par le couplage de la Ks-FPT de Vereecken avec la BD-FPT de Rawls.

7050 L'analyse de l'étape 1-2, la transformation par la BD-FPT de Torri à $R_w = 0,50$ des couplages des 32 BD- FPTs avec la Ks-FPT de Vereecken, montre que la prise en compte des cailloux dans la BD_m a un effet positif sur les résultats (Figure 70) de la Ks-FPT de Vereecken, avec 28 couplages (sur 32) satisfaisant le critère $b < 20$. On note que certaines valeurs de b sont inférieures à 1, tout en restant supérieures à 0,3 ce qui est une surestimation de la conductivité hydraulique pas plus grave qu'une sous-estimation par $1 < b < 3$.

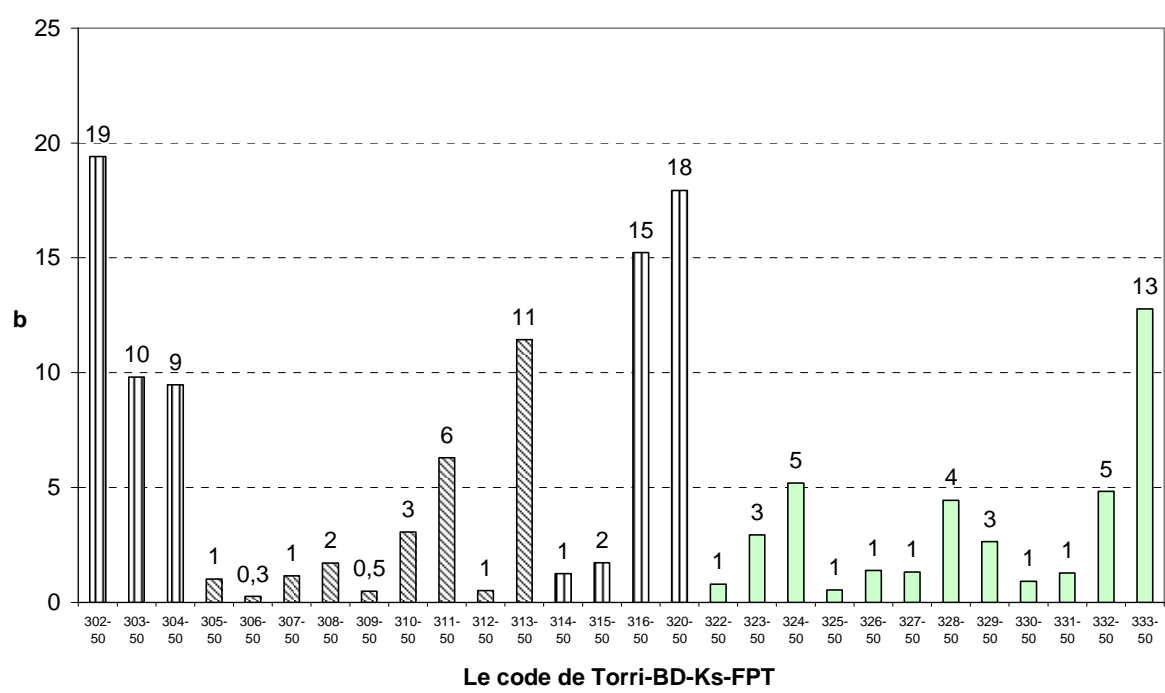


Figure 70. Résultats de l'étape 1-2 de sélection : les meilleurs couplages des Torri-BD-FPTs avec la Ks-FPT de Vereecken.

- Ks-FPT de Saxton (1986)

7060 La Ks-FPT de Saxton *et al.* (1986) est la quatrième Ks-FPT analysée : elle a le code 400 dans cette étude. L'argile ARG, le sable SAB, la masse volumique apparente de la matrice BD_m, et la masse volumique réelle du sol, sont les prédicteurs de la fonction de Saxton (1986).

Les résultats des calculs de la première étape de la phase 1 sont consignés à l'annexe XI. L'analyse des résultats de l'étape 1-1 pour la Ks-FPT de Saxton montre qu'on ne peut pas attribuer un seuil pour b . En effet, seul le couplage BD-Ks-FPT n°406 (Rawls-Saxton (1986)) donne un b inférieur à 50 ($b = 23$) et les autres couplages ont des rapports b compris entre 100 et 942 qui prédisent très mal la

moyenne des K_s (Figure 71). On passe à la seconde étape (1-2) et on refait les
 7070 calculs avec l'intervention de la BD-FPT de Torri pour $R_w = 0,50$ afin d'examiner
 l'effet de la fraction des cailloux sur les résultats.

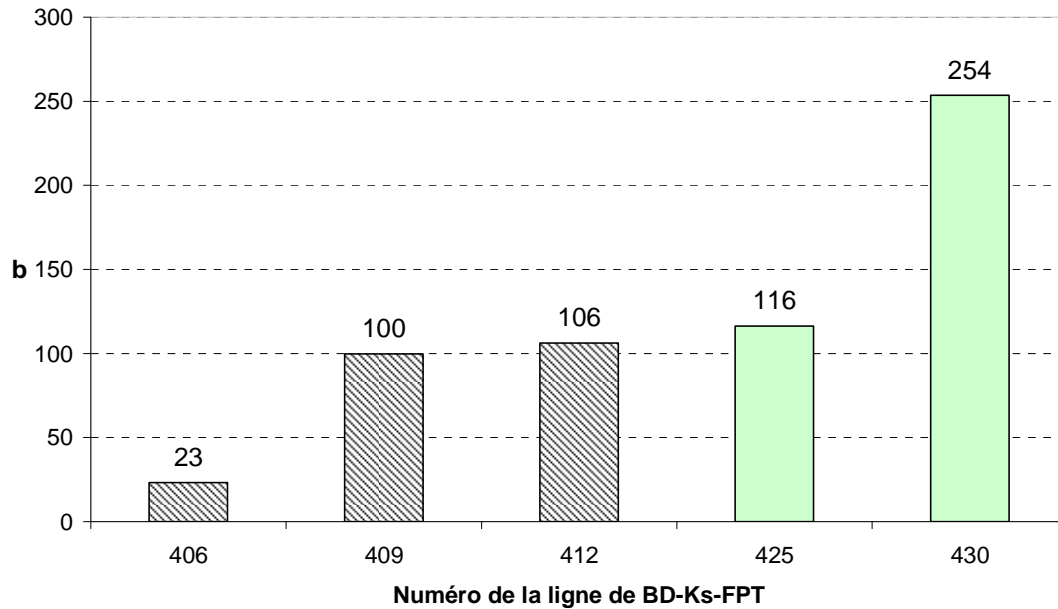
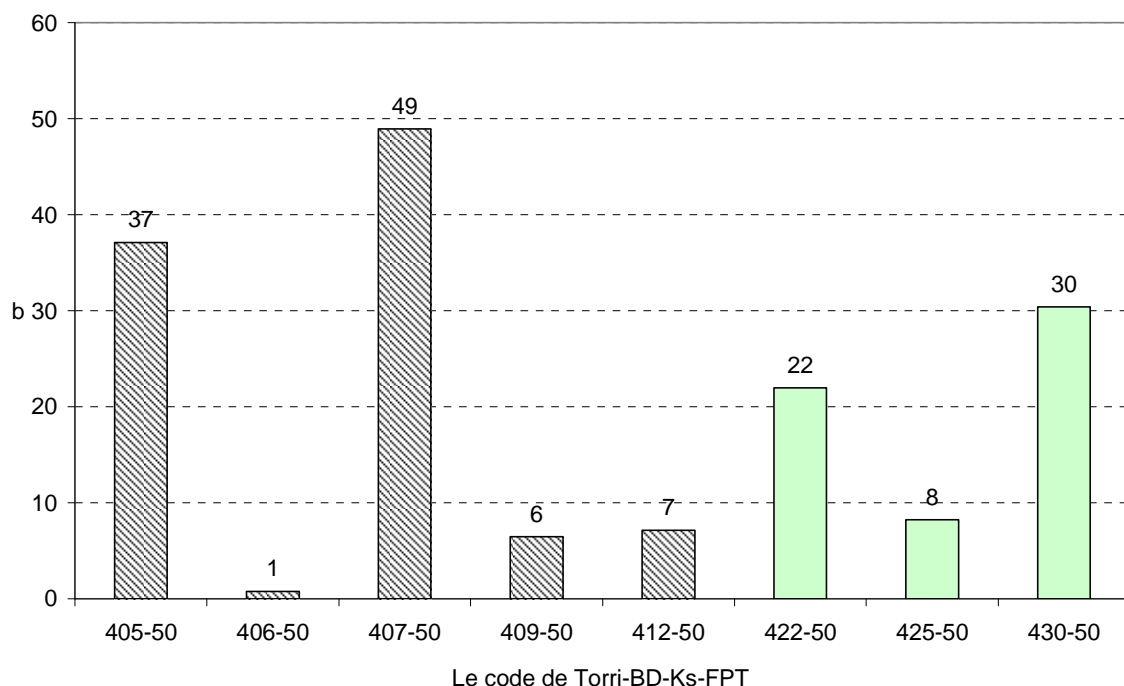


Figure 71. Résultats de l'étape 1-1 de sélection : les meilleurs couplages des BD-FPTs avec la Ks-FPT de Saxton (1986).

Pour les résultats de la deuxième étape, on met un seuil de $b \leq 50$ pour sélectionner les couplages les plus pertinents. La Figure 107 montre que 8 (huit) couplages produisent des rapports $b \leq 50$ dont la BD-Ks-FPT de Rawls-Saxton (1986) qui, avec un b égal à 1, est confirmée comme la meilleure.



7080 **Figure 72. Résultats de l'étape 1-2 de sélection : les meilleurs couplages des Torri-BD-FPTs avec la Ks-FPT de Saxton (1986).**

- Ks-FPT de Saxton (2006)

7090 Cette FPT est l'outil de base pour le programme SPAW qui est le résultat d'une recherche de Saxton et Willy (2006). Le SPAW (Soil-Plant-Air-Water) est un programme qui simule le bilan hydrologique quotidien pour l'agronomie par deux routines connectés, l'un pour les champs agricoles et une seconde pour les bassins comme les zones humides, lagunes ou réservoirs. L'objectif du modèle SPAW est de comprendre et de prédire l'hydrologie et ses interactions avec les sols et la production agricole sans charge excessive de temps de calcul ou des détails d'entrée. Cette contrainte a requis de nombreux choix nécessaires à la représentation de chacun des processus physiques, chimiques et biologiques pour obtenir une approximation raisonnable et équilibrée du cas réel avec des solutions numériques. Le code 500 a été attribué à cette Ks-FPT. Ses paramètres prédicteurs sont les mêmes que ceux de la Ks-FPT de Saxton (1986).

Les calculs des deux étapes de la phase 1 ont été faits pour cette Ks-FPT afin de produire les conductivités hydrauliques et les critères statistiques pour les 32 couplages de BD-Ks-FPTs de Saxton (2006). Le ratio b varie beaucoup selon les couplages. Par exemple, alors que b est égal à 11 pour la BD-Ks-FPT n°506 (Rawls-

7100 Saxton (2006)), elle est égale à 72045 (soixante douze mille quarante-cinq) pour la BD-Ks-FPT n°519 (Leonaviciute-BC-C-Saxton (2006)). Le seuil $b = 50$ a été choisi pour la sélection à l'étape 1-1 de l'analyse des couplages des BD-Ks-FPTs (Figure 73) Qui donne 12 (douze) couplages. Le couplage n° 06 (Rawls-Saxton (2006) donne un $b = 11$ et les critères GMER, GSDER et DT sont respectivement 0,157, 3,234 et 8,750 ce qui est beaucoup mieux que les résultats de la Ks-FPT de Saxton (1986). Mais, les résultats sont quand même loin de la variation réelle des Ks mesurées.

Pour la deuxième étape, en introduisant $R_w = 0,50$ et en appliquant la BD-FPT de Torri sur tous les couplages Les résultats des couplages sélectionnés à l'étape 1-2 avec un seuil $b = 20$ ont été présentés à la Figure 74.

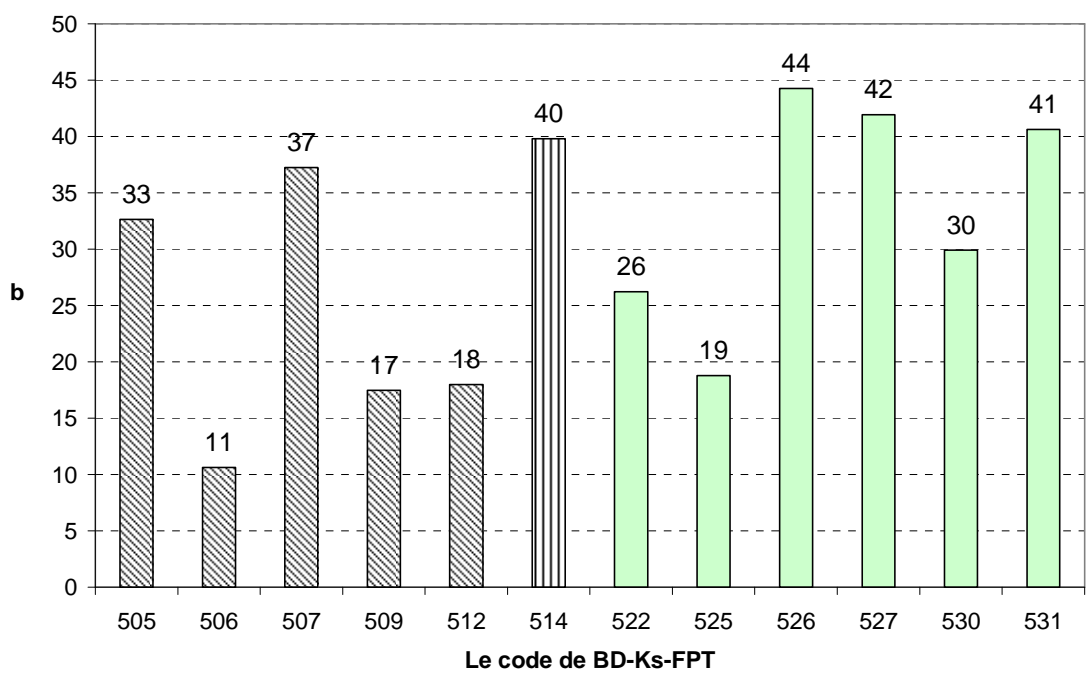


Figure 73. Résultats de l'étape 1-1 de sélection : les meilleurs couplages des BD-FPTs avec la Ks-FPT de Saxton (2006).

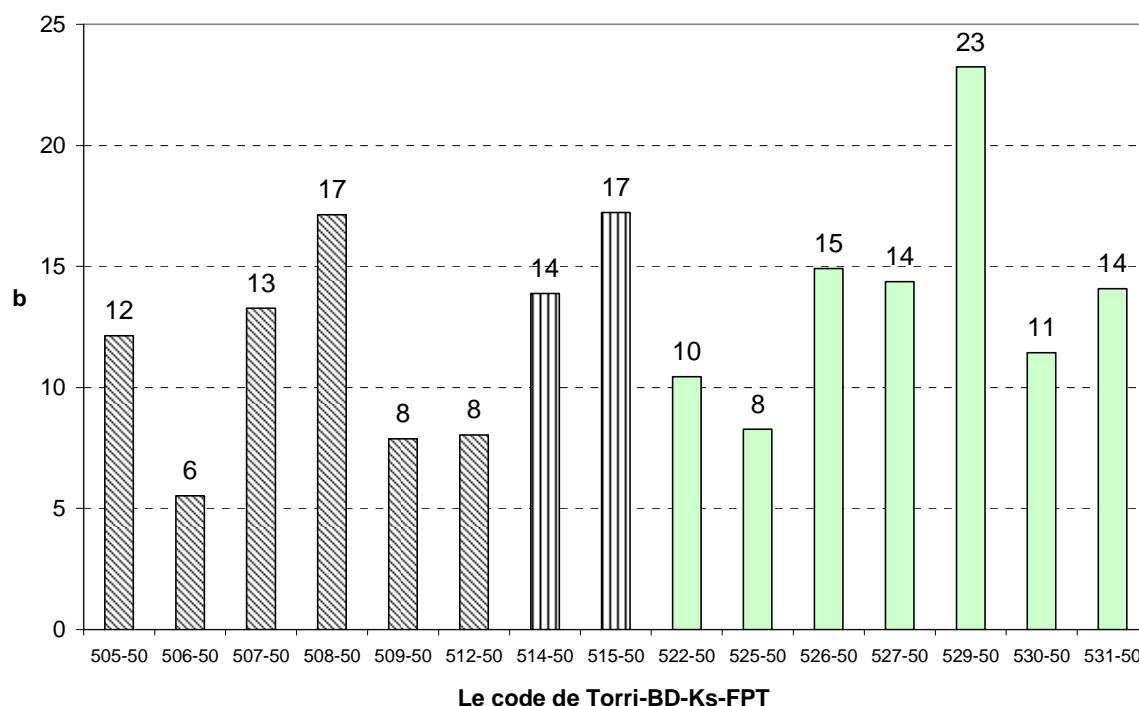


Figure 74. Résultats de l'étape 1-2 de sélection : les meilleurs couplages des Torri-BD-FPTs avec la Ks-FPT de Saxton (2006).

- Ks-FPT de Wösten *et al.* (1997)

L'argile ARG, la MOC, la masse volumique apparente du sol BDm, sont les prédicteurs de la Ks-FPT numéro 700 établie par Wösten (1997).

Les résultats des calculs de l'étape 1-1 montrent qu'en appliquant la Ks-FPT de Wösten (1997) la plupart des couplages de BD-Ks-FPTs donnent des bons résultats quant au rapport b. En utilisant un seuil $b = 20$, vingt couplages de BD-Ks-FPTs ont été sélectionnés dont 14 ont un b inférieur à 4 (Figure 75). En comparant avec les autres Ks-FPTs analysées jusqu'à maintenant, la performance de cette fonction de pédotransfert est très bonne, mais spéciale. Effectivement, pour la première fois, une série de couplages donnent des valeurs prédites \bar{K}_s qui sont au même niveau concernant la qualité de prédiction. La Ks-FPT de Wösten (1997) a été établie par la base de donnée européenne qui est pour les des profondeurs différentes. De plus, pour la première fois, ce n'est pas avec la BD-FPT de Rawls qu'on obtient le meilleur couplage. En revanche, la vérification des valeurs de GSDER montre que la prédiction de la variabilité des \bar{K}_s n'est pas toujours pertinente.

La troisième propriété de la Ks-FPT de Wösten (1997) est la manière dont se manifeste l'effet de la fraction des cailloux R_w (deuxième étape de la phase 1). Cet effet n'est pas systématiquement positif mais plutôt aléatoire. En faisant des calculs de nouveau en utilisant la BD-FPT de Torri à $R_w = 0,50$, on génère des nouvelles \bar{K}_s . Pour les couplages qui avaient un b assez élevé sans l'effet des cailloux, les résultats s'améliorent et le b diminue. C'est le cas de Kaur-linéaire, Kaur-2nd-poly, Kaur-3rd-poly, Kaur-Int.-linéaire, Post et Kwon, Benites-B, Bernoux, Leonaviciute A, E, B, et BC-B, Saxton, Alexander A et B, Manrique et Jones A et B, Drew et Benites-A.

7140 Mais pour les couplages Adam, Rawls, Federer-B, Tremblay, Curtis et Post, Federer et Perie-A, l'influence de $R_w = 0,50$ est une dégradation et elle donne des \bar{K}_s dont la valeur est plus éloignée de \bar{K}_s . L'effet de ce changement sur les couplages 707, 714, 726, 727 et 731 (Perie-B, Tomasella et Hodnett, Huntington A, Huntington B, Perie-A) est nul (la comparaison des tableaux 6 et 7 de l'annexe XI). La dispersion des manifestations de l'effet de $R_w = 0,50$ dans les trois catégories des BD-FPTs ne permet pas encore de tirer une conclusion définitive.

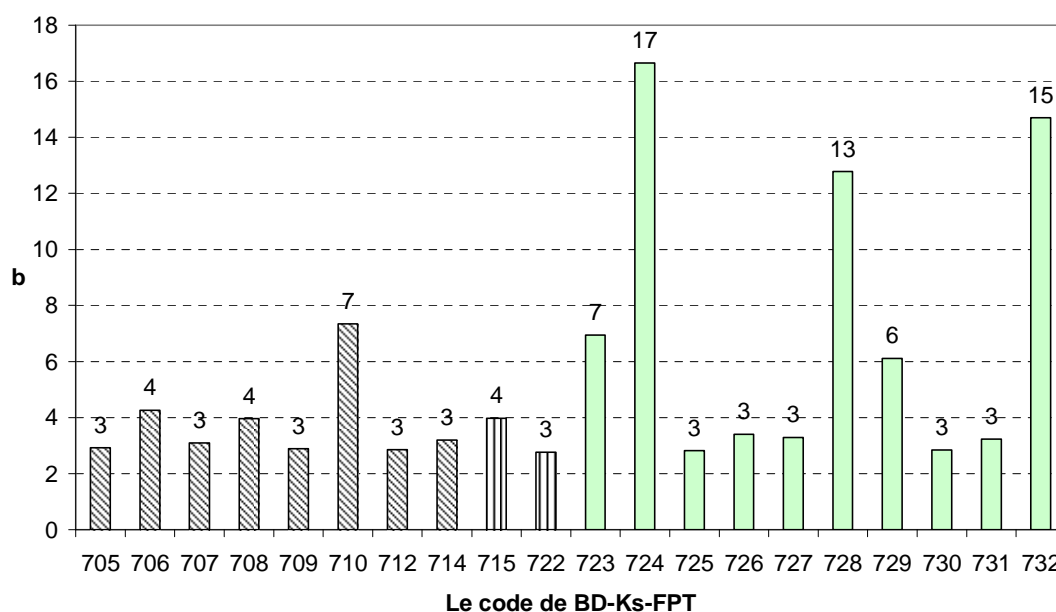


Figure 75. Résultats de l'étape 1-1 de sélection : les meilleurs couplages des BD-FPTs avec la Ks-FPT de Wösten (1997).

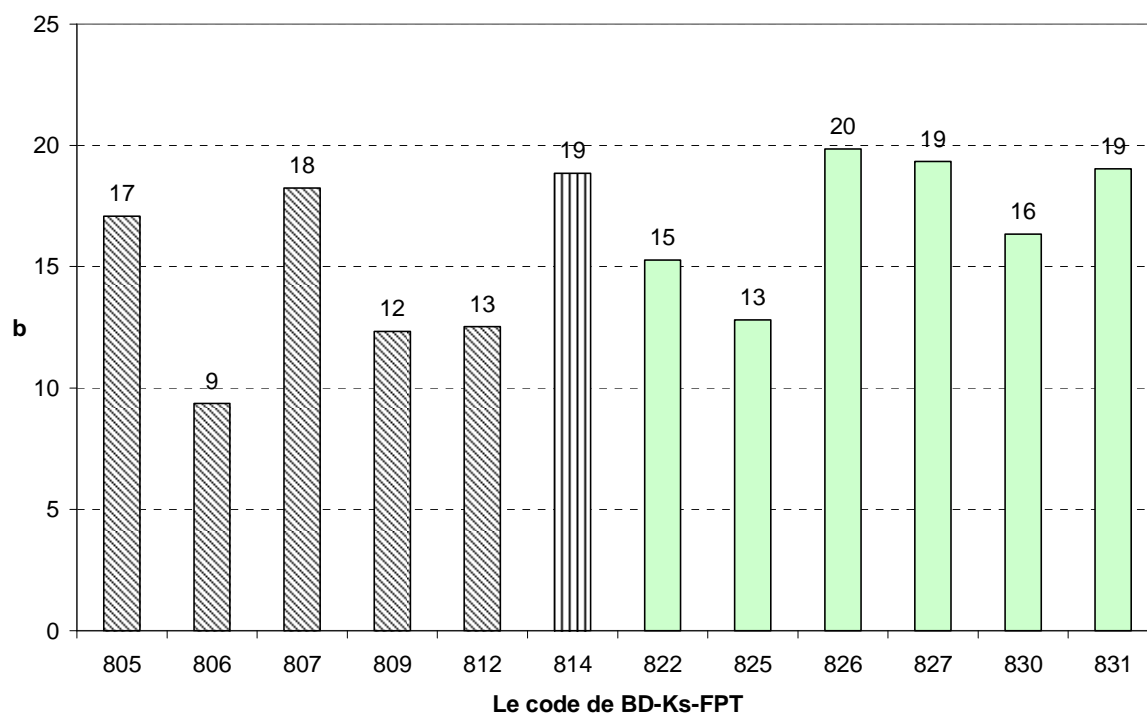
- Ks-FPT de Wösten *et al.* (1999)

L'argile ARG, le limon LIM, la matière organique MOC, le TOPSOIL et la masse volumique apparente du sol sont les prédicteurs de la Ks-FPT de Wösten (1999) (800). Le paramètre TOPSOIL est un paramètre supplémentaire qui a été considéré égal à 1 par Wösten (1999).

L'analyse des calculs montre que la diversité de résultats dans l'ensemble des couplages est moins importante que pour les autres Ks-FPTs. La Figure 76 montre que 12 (douze) couplages de BD-FPTs avec la Ks-FPT de Wösten (1999) donnent un rapport b inférieur à 20. Parmi eux, le couplage n°806 (BD-Ks-FPT de Rawls-

Wösten (1999) a le meilleur rapport $b = 9$ ($\overline{K_s} = 1,09\text{E-}04$ vs. $\overline{K_s}^{\approx} = 1,17\text{E-}05$ m/s). La

moyenne des $\overline{K_s}^{\approx}$ est un ordre de grandeur plus petite que $\overline{K_s}$. Les critères GMER, GSDER et DT pour le couplage n°806 sont respectivement 0,174, 3,030 et 7,778. La valeur de GSDER montre que la variabilité existante parmi les K_s n'est pas bien rendue par cette fonction. Afin d'évaluer (étape 1-2) l'effet de $R_w = 0,50$ sur la valeur de $\overline{K_s}^{\approx}$ les mêmes calculs sont réalisés en appliquant la BD-FPT de Torri comme transformateur. Globalement, la valeur de b pour tous les couplages diminue. Cette fois, 15 (quinze) couplages possèdent une valeur inférieure à 20 pour le critère b et le couplage n°706-50 (Rawls-Wösten (1999)) avec un b égal à 6 reste le meilleur. Les couplages 808-50, 815-50 et 829-50 (Precost-B, Bernoux, et Manrique et Jones) rentrent aussi en-dessous du seuil $b = 20$ (Figure 77).



7170

Figure 76. Résultats de l'étape 1-1 de sélection : les meilleurs couplages des BD-FPTs avec la Ks-FPT de Wösten (1999).

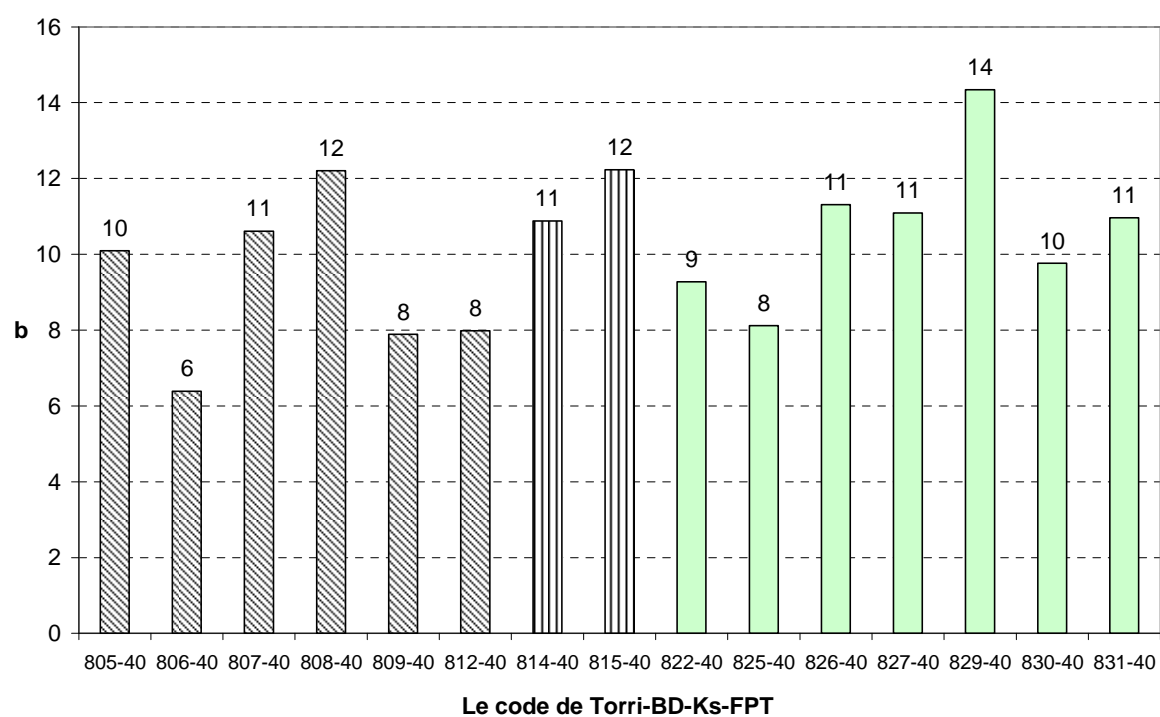


Figure 77. Résultats de l'étape 1-2 de sélection : les meilleurs couplages des Torri-BD-FPTs avec la Ks-FPT de Wösten (1999).

- Ks-FPT de Campbell (1985)

7180 Les pourcentages d'argile ARG, de limon LIM, de sable SAB, les diamètres moyens de l'argile, limon et sable, et la masse volumique apparente du sol, sont les prédictors de la fonction de Campbell (n°900). Les valeurs moyennes 0,001, 0,026 et 1,025 mm ont respectivement été attribuées (pour cette thèse) pour le diamètre moyen des particules des 3 classes de texture, argile, limon et sable. Pour la première étape, La Figure 78 montre que 10 (dix) couplages se situent en dessous du seuil $b = 20$, dont le couplage n°906, qui est toujours celui de la BD-FPT de Rawls, donne le meilleur résultat. La valeur du critère GSDER pour ce couplage est égale à 3,002. Si on compare les résultats de GSDER des couplages de toutes les Ks-FPTs avec la BD-FPT de Rawls, on s'aperçoit que le couplage n°906 représente aussi le meilleur résultat de Rawls.

7190 Pour l'étape 1-2, en refaisant les calculs en appliquant la BD-FPT de Torri à $R_w = 0,50$, d'autres Ks sont estimées et 20 (vingt) couplages passent sous le seuil. Du fait de ce changement, le couplage de Rawls-Campbell surestime maintenant K_s et donc b est inférieur à 1 ($b=0,2$). De plus, les couplages de la Ks-FPT de Campbell avec les BD-FPTs de Federer-A, Tremblay, Curtis et Post puis Federer (909-50, 912-50, 922-50 et 925-50) donnent un rapport $b = 1$ (Figure 79).

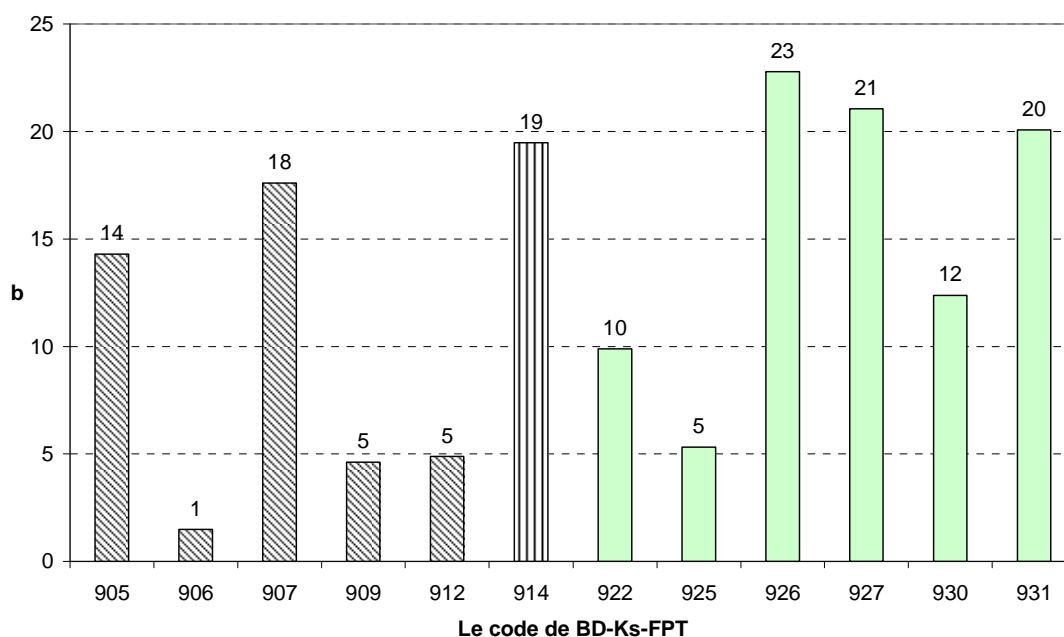
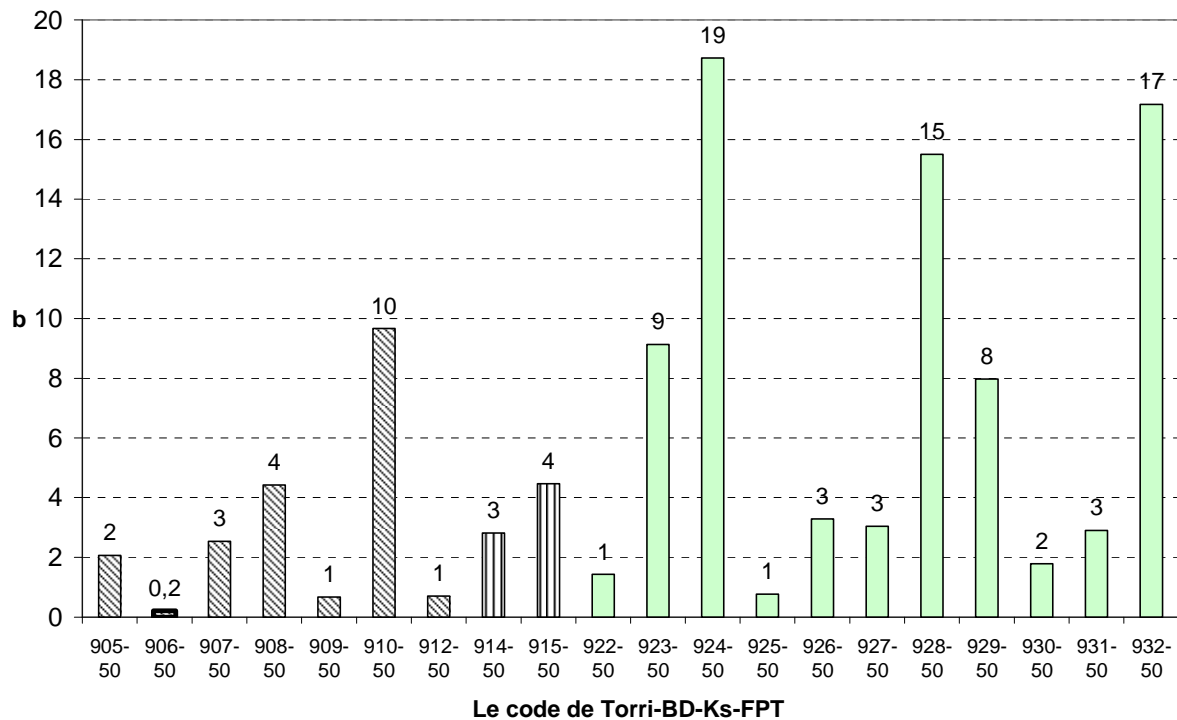


Figure 78. Résultats de l'étape 1-1 de sélection : les meilleurs couplages des BD-FPTs avec la Ks-FPT de Campbell (1985).



7200 **Figure 79. Résultats de l'étape 1-2 de sélection : les meilleurs couplages des Torri-BD-FPTs avec la Ks-FPT de Campbell (1985).**

4.4.1.3. Conclusion de la phase 1 d'évaluation des couplages BD-Ks-FPT

Pour comparer les Ks-FPTs selon leur sensibilité à la transformation de Torri à $R_w = 50\%$, ou à une autre valeur de R_w , il faut définir le taux d'amélioration Ta_i entre l'étape 1-1 et l'étape 1-2 pour la BD-FPT_i où $i = 1..32$:

$$Ta = \frac{b_{1-1}}{b_{1-2}} \text{ si } b_{1-2} > 1 ; Ta = b_{1-1} \cdot b_{1-2} \text{ si } b_{1-2} < 1 ; Ta = b_{1-1} \text{ si } b_{1-2} = 1.$$

7210 Le taux d'amélioration considère une sous-estimation comme aussi grave qu'une surestimation de même rapport : il ne mesure donc pas l'effet global mais bien la partie de l'effet qui rapproche les deux moyennes comparées. Ainsi, un taux d'amélioration supérieur à 1 traduit un rapprochement, inférieur à 1 traduit un éloignement, égal à 1 traduit que même si le rapport b a changé, on n'a rien gagné dans la transformation (cas où b_{1-2} est l'inverse de b_{1-1}).

Le taux d'amélioration moyen \overline{Ta} des 32 Ta_i est une mesure de l'effet du transformateur de Torri sur le résultat d'une Ks-FPT donnée, croisée avec les 32 BD-FPTs (Tableau 57). On notera TBD-Ks-FPTs les couplages transformés par Torri.

Le taux d'amélioration moyen (\overline{Ta}) des Ks prédites, par l'application d'une teneur en cailloux de 50 % est supérieur à 1 ($\overline{Ta}=11,70$) pour les 7 Ks-FPTs. Il montre que la prise en compte de la fraction des cailloux dans le sol augmente la Ks prédite. La Ks-FPT de Wösten-1997 avec un \overline{Ta} égal à 50,08 a été la plus influencée et celle de Wösten-1999 avec un \overline{Ta} égal à 2,03 est très peu influencée. Les autres sont proches entre elles en ce qui concerne cette influence. Pour la Ks-FPT de Saxton-2006, les résultats s'améliorent ($\overline{Ta}=7,58$) et ils sont un peu plus sensibles que ceux de la Ks-FPT de Saxton-1986 ($Ta=5,08$).

De plus, les résultats du \overline{Ta} au Tableau 57 montrent que la Ks-FPT de Vereecken est aussi sensible à R_w que la Ks-FPT de Saxton-1986. En revanche, le critère GSDER égal à 12,677 pour ce couplage est le signe d'une mauvaise simulation de la variation spatiale des K_s . Il montre que la constance (distribution uniforme) de R_w aide seulement les valeurs moyennes prédites à se rapprocher de celles mesurées. Pour évaluer la qualité des couplages BD-Ks-FPTs et mieux prédire la distribution spatiale des K_s il est nécessaire d'attribuer des R_w plus réalistes et surtout variables, donc des valeurs mesurées sur échantillons.

Tableau 57. Analyse du taux d'amélioration (Ta) des couplages BD-Ks-FPTs (b_{1-1}) transformés en TBD-Ks-FPTs (b_{1-2})

	2-Brakensiek	3-Vereecken	4-Saxton-1986	5-Saxton-2006	7-Wösten-1997	8-Wösten-1999	9-Campbell
BD-FPT	Ta						
1-Kaur-linear	10,57	7,50	1,27	12,62	54,30	2,54	6,92
2-Kaur2nd-order polynomial	9,59	7,26	1,33	11,03	40,19	2,48	6,92
3-Kaur-3rd-order polynomial	6,66	6,38	1,66	7,00	13,30	2,25	6,92
4-Kaur-Intrinsically linear	6,54	6,34	1,68	6,86	12,60	2,24	6,92
5-Adams (1973)	2,46	4,14	7,63	2,69	0,79	1,69	6,92
6-Rawls (1983)	1,59	0,21	18,01	1,92	0,28	1,46	0,32
7-Perie (2008)-B	2,59	4,26	6,71	2,81	0,91	1,72	6,92
8-Prevost (2004)-B	3,01	4,58	4,81	3,18	1,36	1,80	6,92
9-Federer (1993)-A	1,92	0,86	15,43	2,22	0,43	1,56	3,08
10-Federer (1993)-B	3,84	5,12	3,11	3,95	2,66	1,93	6,92
11-Post and Kwon (2000)	5,35	5,87	2,03	5,49	6,92	2,12	6,92
12-Tremblay (2002)	1,95	0,93	14,90	2,24	0,44	1,57	3,45
13-Benites (2007)-B	7,22	6,57	1,57	7,69	16,89	2,30	6,92
14-Tomasella and Hodnett (1998)	2,66	4,31	6,30	2,87	0,97	1,73	6,92
15-Bernoux <i>et al.</i> (1998)	3,02	4,59	4,78	3,19	1,37	1,80	6,92
16-Leonaviciute (2000): A Horizon	8,39	6,93	1,42	9,27	26,74	2,39	6,92
17-Leonaviciute (2000): E Horizon	10,33	7,44	1,28	12,21	50,54	2,53	6,92

	2-Brakensiek	3-Vereecken	4-Saxton-1986	5-Saxton-2006	7-Wösten-1997	8-Wösten-1999	9-Campbell
BD-FPT	Ta						
18-Leonaviciute (2000): B Horizon	12,66	7,96	1,19	16,44	95,27	2,67	6,92
19-Leonaviciute (2000): BC-C Horizon	28,04	10,12	1,04	71,95	1197,45	3,26	6,92
20-Saxton et al (2006)	9,18	7,15	1,36	10,41	35,14	2,45	6,92
22-Curtis and Post (1964)	2,26	2,45	9,60	2,51	0,64	1,65	6,92
23-Alexander (1980)-A	3,77	5,07	3,20	3,88	2,52	1,92	6,92
24-Alexander (1980)-B	4,87	5,65	2,25	4,99	5,28	2,07	6,92
25-Federer (1983)	1,98	1,04	14,13	2,27	0,46	1,58	4,09
26-Huntington <i>et al.</i> (1989)-A	2,77	4,40	5,73	2,97	1,09	1,75	6,92
27-Huntington <i>et al.</i> (1989)-B	2,72	4,36	6,01	2,92	1,03	1,74	6,92
28-Manrique and Jones (1991)-A	4,54	5,49	2,45	4,64	4,29	2,02	6,92
29-Manrique and Jones (1991)-B	3,60	4,98	3,44	3,73	2,23	1,90	6,92
30-Perie (2008)-A	2,38	3,39	8,34	2,62	0,73	1,67	6,92
31-Prevost (2004)-A	2,68	4,33	6,19	2,89	0,99	1,74	6,92
32-Drew (1973)	4,71	5,58	2,34	4,82	4,79	2,05	6,92
33-Benites (2007)-A	7,64	6,71	1,51	8,24	20,10	2,33	6,92
Moyenne	5,67	5,06	5,08	7,58	50,08	2,03	6,39

Le résultat de l'analyse de la phase 1 d'évaluation de la performance des couplages de 32 BD-FPTs avec 7 Ks-FPTs de la catégorie II (étape 1-1) puis l'effet d'une teneur constante en cailloux de 50 % en appliquant la BD-FPT de Torri (étape 1-2) et le même calcul que l'étape 1 pour la comparaison de $\overline{K_s}$ et K_s , en utilisant le critère b, est récapitulé dans le Tableau 58.

On a utilisé les 7 (sept) Ks-FPTs de la catégorie II qui ont besoin de la BDm du sol comme prédicteur. Pour prédire BD_{m0} , masse volumique apparente du sol composé d'une matrice < 2 mm et dans une zone sans cailloux, 32 (trente-deux) BD-FPTs ont été utilisées. Dans cette série, l'effet des macropores créés par les particules grossières n'est pas considéré. Suivant les paramètres utilisés comme prédicteurs qui sont seulement des propriétés intrinsèques du sol, on peut dire que la conductivité hydraulique prédite par les trois Ks-FPTs de catégorie I (phase 0) et la première série des $\overline{K_s}$ prédites par les couplages BD-Ks-FPTs (phase 1, étape 1-1) représentent la conductivité hydraulique à saturation due à la matrice fine du sol ($K_{s/m}$). C'est-à-dire que dans cette $K_{s/m}$ l'effet des macropores qui ont été créés par la présence des cailloux n'est pas pris en compte.

Le Tableau 58 montre que pour l'étape 1-1, les couplages BD-Ks-FPTs n°306 et n°906 (Rawls-Vereecken et Rawls-Campbell) donnent les meilleures valeurs de b (égal à 1). Avec les couplages de la Ks-FPT de Wösten (1997) et onze BD-FPTs, on obtient un ratio (arrondi) $b = 3$ entre $\overline{K_s}$ et $\overline{K_s}$. Le couplage n°706 (Rawls-Wösten-1997) mène à un $b = 4$ qui le place après les autres couplages.

Afin d'évaluer l'influence d'une fraction de cailloux constante sur les $\overline{K_s}$, on a employé la BD-FPT de Torri (à $R_w = 0,50$) qui utilise les BD_{m0} (prédites par les 32 BD-FPTs) comme les deux prédicteurs pour reproduire la masse volumique apparente de la matrice fine dans l'échantillon du sol caillouteux (BD_m), y compris l'effet de la porosité d'interface imposée par les cailloux. En utilisant les 32 BD_m et les 7 Ks-FPTs, on refait des calculs pour prédire la deuxième série des $\overline{K_s}$.

Concernant la deuxième série des couplages de la catégorie II, celui de Torri – Rawls – Saxton-1986 (n°406-50) avec un b égal à 1 donne le meilleur résultat, ainsi que la Ks-FPT de Campbell avec 4 BD-FPTs. En comparant le ratio b des couplages n°406 et n°406-50, un effet très remarquable de la fraction des cailloux est observé.

Ensuite, les couplages 806-50, 806, 506-50, 206-50, 506, 206 et 406 se classent de façon décroissante.

Tableau 58. Évaluation de pertinence des BD-Ks-FPTs pour prédire la Ks moyenne du site n°12 (15 points)

7270

Phase	Étape	Code	Ks-FPT	BD-FPT	BD-FPT de Torri	Rw	b
1	1	206	Brakensiek	Rawls	Non	-	14
	2	206-50	Brakensiek	Rawls	Oui	0,50	9
	1	306	Vereecken	Rawls	Non	-	1
	1	406	Saxton (1986)	Rawls	Non	-	23
	2	406-50	Saxton (1986)	Rawls	Oui	0,50	1
	1	506	Saxton (2006)	Rawls	Non	-	11
	2	506-50	Saxton (2006)	Rawls	Oui	0,50	9
	1	705	Wösten (1997)	Adam	Non	-	3
	1	706	Wösten (1997)	Rawls	Non	-	4
	1	707	Wösten (1997)	Perie-B	Non	-	3
	1	709	Wösten (1997)	Federer-A	Non	-	3
	1	712	Wösten (1997)	Tremblay	Non	-	3
	1	714	Wösten (1997)	Tomasella et al :	Non	-	3
	1	722	Wösten (1997)	Curtis <i>et al.</i>	Non	-	3
	1	725	Wösten (1997)	Federer	Non	-	3
	1	726	Wösten (1997)	Huntington-A	Non	-	3
	1	727	Wösten (1997)	Huntington-B	Non	-	3
	1	730	Wösten (1997)	Perie-A	Non	-	3
	1	731	Wösten (1997)	Prevost-A	Non	-	3
	1	806	Wösten (1999)	Rawls	Non	-	9
	2	806-50	Wösten (1999)	Rawls	Oui	0,50	6
	1	906	Campbell	Rawls	Non	-	1
	2	909-50	Campbell	Federer-A	Oui	0,5	1
	2	912-50	Campbell	Tremblay	Oui	0,5	1
	2	922-50	Campbell	Curtis et Post	Oui	0,5	1
	2	925-50	Campbell	Federer (1983)	Oui	0,5	1

Bilan du Tableau 58 : on retient 7 couplages qui ont un b = 1 dont 5 qui impliquent la Ks-FPT de Campbell et 1 implique Saxton_1986 et 1 implique Vereecken, et parmi lesquels 5 nécessitent le transformateur de Torri. Une mention particulière est faite de la Ks-FPT de Wösten qui présente l'avantage ou l'inconvénient de la stabilité... avec un b toujours très proche de 3 à 4 pour 12 BD-

FPTs. Ce ratio est supérieur à 100 % d'erreur, et comme c'est une erreur systématique, on peut dire que c'est un biais à corriger. A quoi est due l'insensibilité apparente de cette K_s -FPT à BDm ? Existe-t-il un effet de compensation interne à la fonction, entre plusieurs paramètres prédictifs ?

7280 4.4.2. Relation entre la fraction des cailloux R_w et la conductivité hydraulique K_s mesurée par l'appareil Guelph

Pour commencer la phase 2 de l'évaluation des couplages de BD- K_s -FPTs, on a pu déterminer la fraction des cailloux R_w au laboratoire pour 6 points de la fouille du site pilote, 12-1, 12-3, 12-8, 12-10, 12-11 et 12-14, où la conductivité hydraulique K_s du sol a aussi été mesurée (cf. Chapitre 3, section 3.2.2.2) (Tableau 59).

Tableau 59. Les résultats de mesure de R_w et K_s au site n°12

Sol	R_w (g/g)	K_s (m/s)
12-1	0,63	3,20E-04
12-3	0,47	1,60E-05
12-8	0,46	6,41E-06
12-10	0,56	1,58E-04
12-11	0,50	8,54E-05
12-14	0,48	4,06E-05

Ensuite, une corrélation linéaire a été recherchée entre R_w et K_s (Figure 80) La variation montre que K_s augmente de façon linéaire avec la fraction caillouteuse. Cette évolution est plus importante dès que la R_w est supérieure à 50 %.

7290 On trouve la relation suivante, avec un résidu $R^2=0,98$:

$$K_s = (18 R_w - 8) \cdot 10^{-4} \text{ pour } R_w > 8/18$$

Où K_s est en m/s et R_w est un réel décimal.

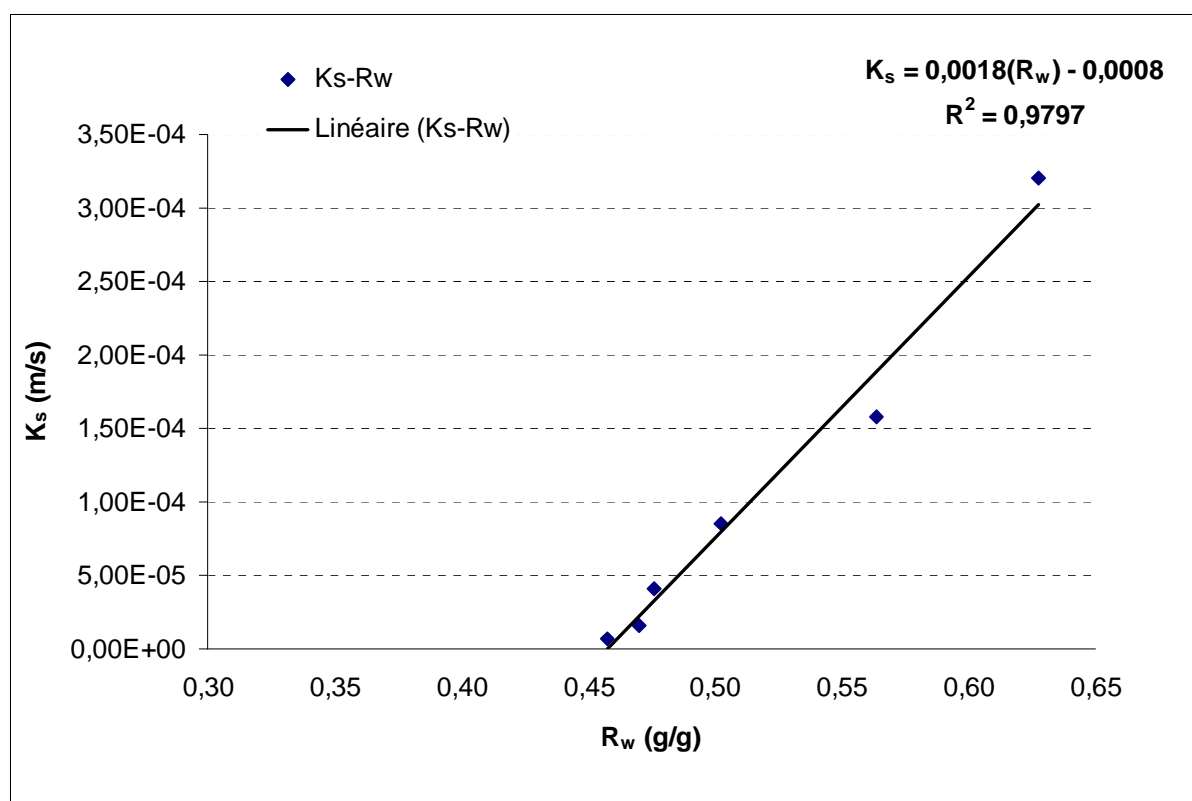


Figure 80. Corrélation entre la teneur en cailloux R_w et la conductivité hydraulique K_s pour le site n°12 (colluvion du site pilote).

Cette relation n'est pour l'instant valide que pour 6 échantillons dans une gamme de R_w allant de 45 % à 65 %, et un travail supplémentaire est nécessaire dans l'avenir pour conforter ce résultat.

Cette corrélation est liée aux macropores du sol qui sont affectés par la teneur en cailloux en créant un espace de pore supplémentaire dû à un emballage incomplet par la matrice du sol ou parce que les particules plus grosses préservent les plus petites du tassement (Stewart et al, 1970 ; Poesen et Lavee, 1994). La distribution spatiale des cailloux dans un profil de sol est connue pour être largement non uniforme (Childs et Flint, 1990). Les conséquences sont importantes pour les mesures ponctuelles de la vitesse d'infiltration dans les sols caillouteux : La fraction des cailloux augmente le taux d'infiltration (Ravina et Magier, 1984), par la création de chemins préférentiels à l'interface matrice fine-cailloux (Urbanek et Shakesby, 2009; Zhou *et al.*, 2009). Enfin, Verbist *et al.* (2008) ont démontré que la teneur en cailloux est significativement corrélée avec la conductivité à saturation.

La qualité de cette corrélation et le fait qu'elle soit logique du point de vue physique nous permet néanmoins de l'utiliser tout de suite. Afin d'évaluer la

pertinence des Ks-FPTs, on va examiner la qualité de la corrélation des \tilde{K}_s avec les Ks mesurées. Pour cela, la corrélation linéaire de la Figure 80 sera appliquée dans les sections suivantes. Cette évaluation s'effectuera par les indices GMER et GSDER qui sont calculés pour les Ks prédites par chaque BD-Ks-FPT.

4.4.3. Phase 2 de l'évaluation des couplages BD-Ks-FPTs

7320 Cette phase 2 se compose elle aussi de deux étapes. D'abord, en suivant la méthodologie de la phase 1 - étape 2, les calculs de la prédiction de \tilde{K}_s sont effectués cette fois-ci en utilisant les couplages transformés Torri-BD-Ks-FPTs pour chacune des six R_w mesurées et non avec un R_w constant. Cette fois, comme on utilise les valeurs mesurées de la R_w , l'évaluation reposera ensuite sur la pertinence des couplages de Torri-BD-Ks-FPT pour simuler la variation de K_s sur 6 points et sur leur classification par les critères GMER et GSDER. Ensuite, comme seconde étape de la phase 2, on recherche une corrélation entre les \tilde{K}_s obtenues (par les couplages sélectionnés) et les six valeurs de R_w mesurées, puis les corrélations sont comparées sur le critère du résidu R^2 . La conclusion de cette section sera la deuxième phase d'évaluation et classification des couplages BD-Ks-FPTs.

7330 4.4.3.1. Résultats des K_s prédites pour les six points de mesure (étape 2-1)

Afin d'évaluer l'influence des R_w mesurées dans les échantillons 12-1, 12-3, 12-8, 12-10, 12-11 et 12-14 sur la K_s et sa variation, les calculs effectués à la section 4.4.1.24.4.1.2 ont été refaits pour tous les couplages de la catégorie II avec les 6 valeurs de R_w . On explique la méthode en l'illustrant avec la Ks-FPT de Campbell qui était la meilleure à l'issue de la phase 1. La procédure de réalisation des calculs et la manière de sélectionner des couplages sont déjà décrites dans la section sur la Ks prédite par les couplages BD-Ks-FPTs de Campbell (900). Cependant, il est utile de les répéter ici.

7340 D'abord, on a calculé les \tilde{BD}_{m0} par les 32 (trente-deux) BD-FPTs pour chacun des 6 points de mesure. Ensuite, en utilisant la R_w mesurée pour chacun des 6 points et les \tilde{BD}_{m0} passant par la BD-FPT de Torri, on a estimé 32 valeurs de la

\overline{BD}_m pour chacun des six échantillons du sol. Puis, on a employé les 32 \overline{BD}_m et la texture du sol pour chacun des six échantillons afin de prédire \overline{K}_s en passant par la Ks-FPT de Campbell. Enfin, les critères b, GMER et GSDER ont été calculés pour chaque couplage de Torri-BD-Ks-FPT. Le critère b a été utilisé pour la phase 1 comme un moyen d'évaluer les moyennes de 15 Ks mesurées. Mais, comme pour cette étape de phase 2, l'objectif est d'évaluer la performance des couplages de Torri-BD-Ks-FPT pour simuler la variation des Ks mesurées, on utilise les critères GMER et GSDER comme critère. (cf. section 4.4.1.2)

7350 Les résultats sont récapitulés au Tableau 60 où on prend comme exemple le couplage n°926 (Torri-Huntington-A-Campbell) dont le rapport b = 0,79. C'est-à-dire que la valeur de \overline{K}_s , égale à 1,33E-04 (m/s), est légèrement surestimée par rapport à \overline{K}_s calculée sur les six échantillons (1,04E-04 m/s). Les valeurs calculées pour les critères statistiques GMER et GSDER sont respectivement 0,960 et 3,153 pour ce couplage. Le calcul est effectué de cette manière pour les autres couplages BD-Ks-FPTs de Campbell (Tableau 60). Ensuite, des couplages ont été sélectionnés pour lesquels les 2 critères GMER et GSDER sont plus proches de 1 (Figure 78 et Figure 79). Selon ces graphiques de variation, les couplages Torri-BD-Ks-FPTs numéros 907, 914, 926, 927 et 931 produisent les \overline{K}_s qui sont en meilleur accord avec les

7360 \overline{K}_s . Ces couplages représentent respectivement les BD-FPTs de Perie-B, Tomassella et Hodnett, Huntington-A et Huntington-B, Prevost-A. Le couplage numéro 926 qui donne le meilleur résultat est seulement lié à la MOC du sol.

En utilisant la même technique d'analyse, les calculs ont été refaits pour les six autres Ks-FPTs (Annexe VII). C'est-à-dire, pour chaque Ks-FPT, on a fait les calculs décrits ci-dessus, puis, selon les valeurs choisies pour les seuils des critères ($1 \pm 0,3$ pour GMER et $2 \pm 0,5$ pour GSDER, pour chaque Ks-FPT, on a sélectionné des couplages qui sont présentés au Tableau 62. Dans ce tableau, classé par Ks-FPT sans ordre imposé, une étoile indique à chaque ligne le critère (GMER ou GSDER) selon lequel le couplage a été admis. La composition de ce tableau montre que les

7370 couplages dont résultent les bonnes variabilités de \overline{K}_s sont assez hétérogènes. Parmi eux, la BD-FPT de Rawls (couplages n°s 206, 506 et 806) est la plus

représentée. Pour plusieurs couplages, lorsque GMER est optimum (proche de 1), c'est le GSDER qui n'a pas un bon résultat (loin de 1). Pour comparer la pertinence des couplages obtenus au Tableau 62, on a tracé la variation de GMER et GSDER (Figure 83 et Figure 84 respectivement). La Figure 83 montre que les couplages numéros 310, 323, 329, 907, 914, 926, 927 et 931 (couplages avec la Ks-FPT de Vereecken ou avec la Ks-FPT de Campbell) donnent des GMER qui fluctuent autour de 1, dont le couplage n°927 (Torri-Huntington-B- Campbell) avec un GMER égal à 1,012 est le meilleur résultat. Mais pour illustrer la remarque précédente, la valeur de GSDER pour ce couplage contredit cette conclusion. Le Tableau 63 montre que, selon la moyenne de ces huit couplages, on estime des $\overline{K_s}$ avec une moyenne de $GMER = 1,044$ et une moyenne de $b = 0,95$ pour estimer $\overline{K_s}$. Par ailleurs, la Figure 84, qui illustre la variation de GSDER, montre que les couplages n°s 320, 519, 701, 718 et 914 donnent des GSDER plus proches de 1 (un). La valeur de $b = 223$ et $GMER = 0,003$ pour le couplage n°519 implique que ce couplage ne peut pas être retenu dans le choix final. Parmi ces couplages des Torri-BD-Ks-FPTs du tableau 30, celui de Torri-Saxton (1986)-Vereecken (n°320) possède un GSDER égal à 1,806 et le couplage n°914 (Torri-Tomasella and Hodnett-Campbell) possède le deuxième meilleur avec un GSDER égal à 1,970. Pour les quatre couplages 320, 701, 718 et 914, la moyenne de GSDER est de 1,985 pour une moyenne de $b = 4,15$. En comparant les résultats des trois critères (b, GMER et GSDER), on conclut que par la première étape de la phase 2 d'évaluation des résultats, les couplages 310 (Torri-Federer-B- Vereecken), 320 (Torri-Saxton (1986)- Vereecken) et 914 donnent les meilleures prédictions de $\overline{K_s}$. Parmi eux, le couplage Torri-BD-Ks-FPT n°914 (Torri-Tomasella et Hodnett-Campbell) est le meilleur : en effet, les critères b, GMER et GSDER pour ce couplage sont respectivement 0,62, 1,289 et 1,97 et ce couplage est commun aux deux sélections, celle sur GMER et celle sur GSDER. Les deux sélections mises ensemble donnent une liste de 12 couplages. Lorsqu'on cible une valeur moyenne des $\overline{K_s}$, le couplage n°320, avec un b égal à 1 (un), donne des meilleurs résultats que le couplage n°914 qui sous- estime légèrement $\overline{K_s}$ ($b = 0,62$). La Ks-FPT de Campbell est une fonction qui dépend des valeurs d'au moins trois fractions de n'importe quel système de classification de taille des particules (où sont

utilisées les trois fractions de l'argile, du limon et du sable) et de la masse volumique apparente du sol. De plus, les prédictors de la BD-FPT de Tomasella et Hodnett sont les fractions de l'argile ARG et du limon LIM et la teneur en matière organique MOC. Ce couplage couvre donc bien les principales propriétés de texture de la matrice du sol. De plus, on transforme la BDm0 avec la BD-FPT de Torri qui applique l'effet des cailloux. Tietje et Hennings (1996) rapporte que la Ks-FPT de Campbell (1985) a tendance à sous-estimer la conductivité hydraulique à saturation dans n'importe quelle classe de texture. Par ailleurs, ils ont obtenu un GMER égal à 0,21 et un GSDER égal à 10,28 pour l'application de cette fonction sur 1067 données de la base de données de Lower Saxony Soil Information System, ce qui est beaucoup moins bien que les résultats du couplage de la Ks-FPT de Campbell avec les BD-FPT de Tomasella et Hodnett et celle de Torri dans notre étude.

L'analyse de la corrélation entre les R_w et les \bar{K}_s pour les couplages sélectionnés est faite dans la section suivante comme la deuxième étape de la phase 2.

Pour la phase 3, une analyse de propagation de l'incertitude des couplages sera faite ensuite pour indiquer les effets de l'erreur de mesure sur les pourcentages du sable et la matière organique.

Tableau 60. Résultat des calculs pour le couplage BD-Ks-FPT n°926 (Torri-Huntington-A-Campbell) pour 6 échantillons où les R_w sont mesurées - site n°12.

Sol	%Argile	%Limon	%Sable	MO%	ρ_s	K_s (m/s)	\bar{BD}_{m0} (g/cm ³)	R_w (g/g) effectuée	\bar{BD}_m	\bar{K}_s (m/s)
12-1	37,5	38	24,5	4,35	2,58	3.20E-04	1,10	0,63	0,72	6,39E-04
12-3	39	31	30	4,41	2,58	1,60E-05	1,09	0,47	0,95	2,53E-05
12-8	36	38	26	4,26	2,58	6,41E-06	1,11	0,46	0,97	1,93E-05
12-10	39	37	24	3,37	2,58	1,58E-04	1,16	0,56	0,89	5,95E-05
12-11	37	48	15	4,02	2,58	8,54E-05	1,12	0,50	0,94	3,05E-05
12-14	38	36	26	4,32	2,58	4,06E-05	1,10	0,48	0,95	2,64E-05

Tableau 61. Résultats du fonctionnement des couplages de Torri-BD-Ks-FPT de Campbell. Moyenne calculée pour les 6 échantillons où les R_w sont mesurées.

Code	Torri-BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s}^{\approx}$ (m/s)	b	GMER	GSDER
901	Kaur-linear	1,04E-04	4,11E-06	25,38	0,032	2,498
902	Kaur-2nd_poly	1,04E-04	4,96E-06	21,07	0,038	2,436
903	Kaur-3nd_poly	1,04E-04	1,07E-05	9,78	0,083	2,355
904	Kaur_Int. linear	1,04E-04	1,11E-05	9,39	0,087	2,364
905	Adam	1,04E-04	2,15E-04	0,49	1,606	2,306
906	Rawls	1,04E-04	2,18E-03	0,05	16,603	2,645
907	Perie_B	1,04E-04	1,72E-04	0,61	1,166	3,044
908	Prevost_B	1,04E-04	9,79E-05	1,07	0,699	3,263
909	Federer_A	1,04E-04	6,75E-04	0,15	4,724	2,144
910	Federer_B	1,04E-04	4,41E-05	2,37	0,289	5,458
911	Post and Kwon	1,04E-04	1,77E-05	5,89	0,130	5,900
912	Tremblay	1,04E-04	6,37E-04	0,16	4,514	2,127
913	Benites_B	1,04E-04	8,79E-06	11,88	0,065	7,603
914	Tomasella et Hodnett	1,04E-04	1,69E-04	0,62	1,288	1,970
915	Bernoux <i>et al.</i>	1,04E-04	1,02E-04	1,03	0,786	2,436
916	Leonaviciute:H. A	1,04E-04	6,34E-06	16,47	0,047	7,969
917	Leonaviciute:H. E	1,04E-04	4,36E-06	23,97	0,034	8,122
918	Leonaviciute:H. B	1,04E-04	3,00E-06	34,87	0,023	9,421
919	Leonaviciute : H. BC-C	1,04E-04	8,70E-07	120,02	0,007	15,109
920	Saxton (2006)	1,04E-04	5,79E-06	18,05	0,045	6,471
922	Curtis and Post	1,04E-04	3,10E-04	0,34	2,221	2,480
923	Alexander-A	1,04E-04	4,69E-05	2,23	0,346	4,416
924	Alexander-B	1,04E-04	2,26E-05	4,63	0,167	5,860
925	Federer	1,04E-04	5,83E-04	0,18	4,030	2,290
926	Huntington-A	1,04E-04	1,33E-04	0,79	0,960	3,153
927	Huntington-B	1,04E-04	1,43E-04	0,73	1,012	3,259
928	Manrique and Jones-A	1,04E-04	2,74E-05	3,81	0,202	5,489
929	Manrique and Jones-B	1,04E-04	5,38E-05	1,94	0,396	4,215
930	Perie-A	1,04E-04	2,46E-04	0,43	1,668	2,987
931	Prevost_A	1,04E-04	1,50E-04	0,70	1,056	3,243
932	Drew	1,04E-04	2,46E-05	4,24	0,180	5,832
933	Benites-A	1,04E-04	7,77E-06	13,44	0,058	8,872

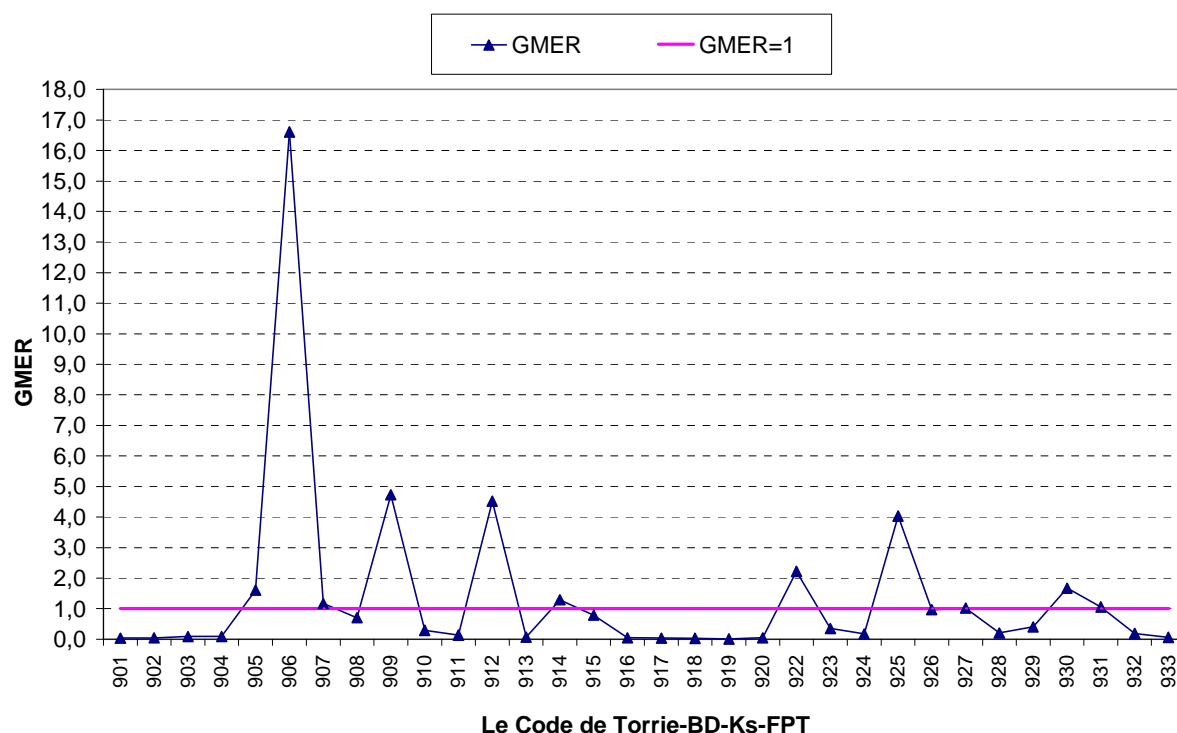


Figure 81. Variation du critère GMER pour les couplages Torri-BD-Ks-FPT de Campbell (pour 6 valeurs de R_w mesurées).

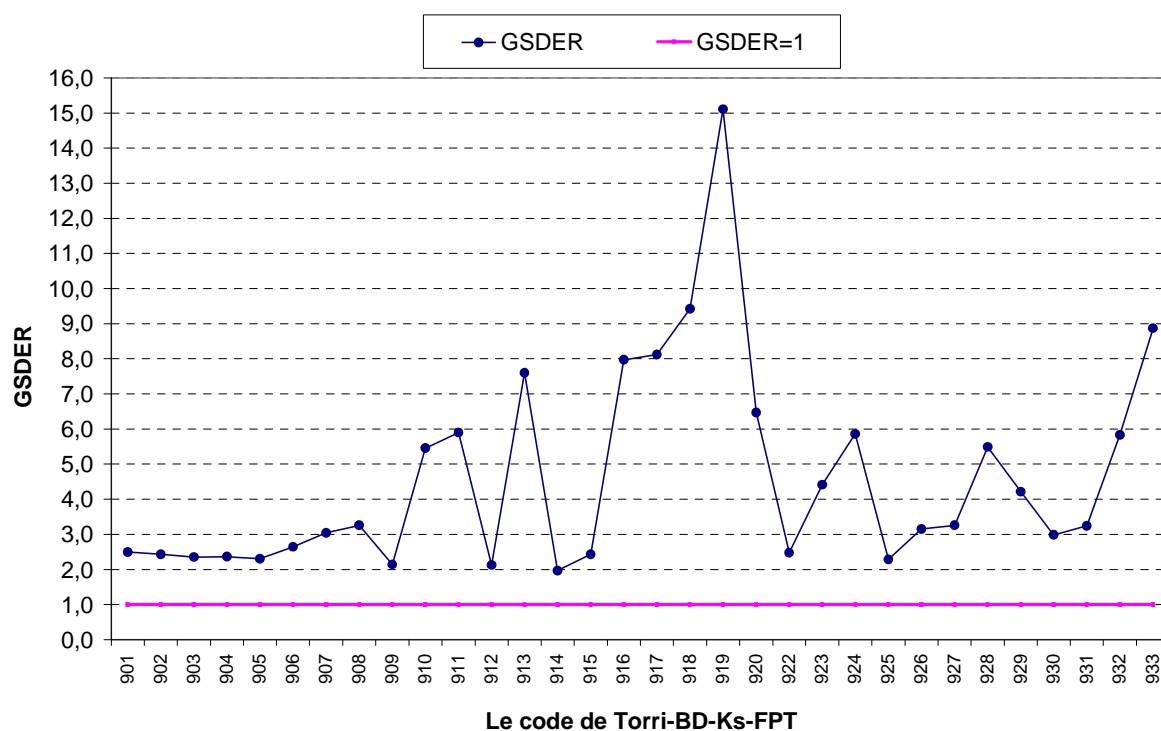


Figure 82. Variation du critère GSDER pour les couplages Torri-BD-Ks-FPT de Campbell (pour 6 valeurs de R_w mesurées).

Tableau 62. Evaluation des couplages Torri-BD-Ks-FPTs (pour les 7 Ks-FPT de la catégorie II) sélectionnés par les critères GMER et GSDER (d'après les 6 valeurs de R_w mesurées pour 6 échantillons du site n°12)

Code	Ks-FPT	Torri -BD--FPT	b	GMER	GSDER
206	Brakensiek	Torri -Rawls	8	0,236*	4,617
219	Brakensiek	Torri -Leonaviciute_BC-C Horizon	267	0,003	2,344*
310	Vereecken	Torri -Federer-B	2	0,845*	2,596
320	Vereecken	Torri -Saxton (1986)	1	0,188	1,806*
323	Vereecken	Torri -Alexander-A	1	0,962*	2,258
329	Vereecken	Torri -Manrique et jones-B	1	1,061*	2,275
404	Saxton (1986)	Torri -Kaur_intr_Lin	174	0,006	2,595*
409	Saxton (1986)	Torri -Federer-A	0,09	0,625*	7,064
420	Saxton (1986)	Torri -Saxton (1986)	315	0,005	2,659*
506	Saxton (2006)	Torri -Rawls	5	0,412*	3,282
519	Saxton (2006)	Torri -Leonaviciute_BC-C Horizon	223	0,003	1,993*
701	Wösten (1997)	Torri -Kaur_lin	7	0,193	2,046*
710	Wösten (1997)	Torri -Fedrer-B	4	0,543*	5,714
718	Wösten (1997)	Torri -Leonaviciute_B Horizon	8	0,137	2,116*
801	Wösten (1999)	Torri -Kaur_lin	26	0,071	3,186*
806	Wösten (1999)	Torri -Rawls	6	0,348*	3,787
907	Campbell	Torri -Perie-B	0,61	1,166*	3,044
914	Campbell	Torri -Tomasella and Hodnett	0,62	1,289	1,97*
926	Campbell	Torri -Huntington-A	0,79	0,960*	3,153
927	Campbell	Torri -Huntington-B	0,73	1,012*	3,259
931	Campbell	Torri -Prevost-A	0,70	1,056*	3,243

* Le critère utilisé pour sélectionner le couplage

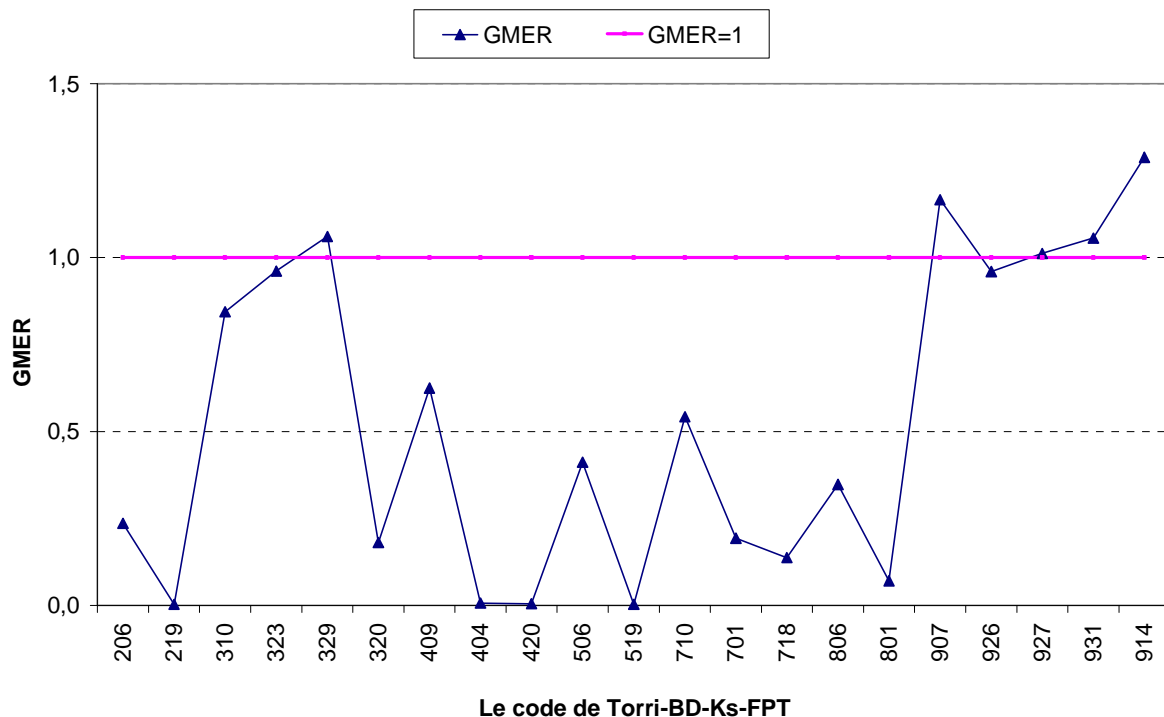


Figure 83. Variation du critère GMER pour les couplages du tableau 30 sélectionnés parmi les couplages des 32 Torri-BD-FPTs avec les 7 Ks-FPTs de catégorie II (d'après les 6 valeurs de R_w mesurées pour 6 échantillons du site n°12).

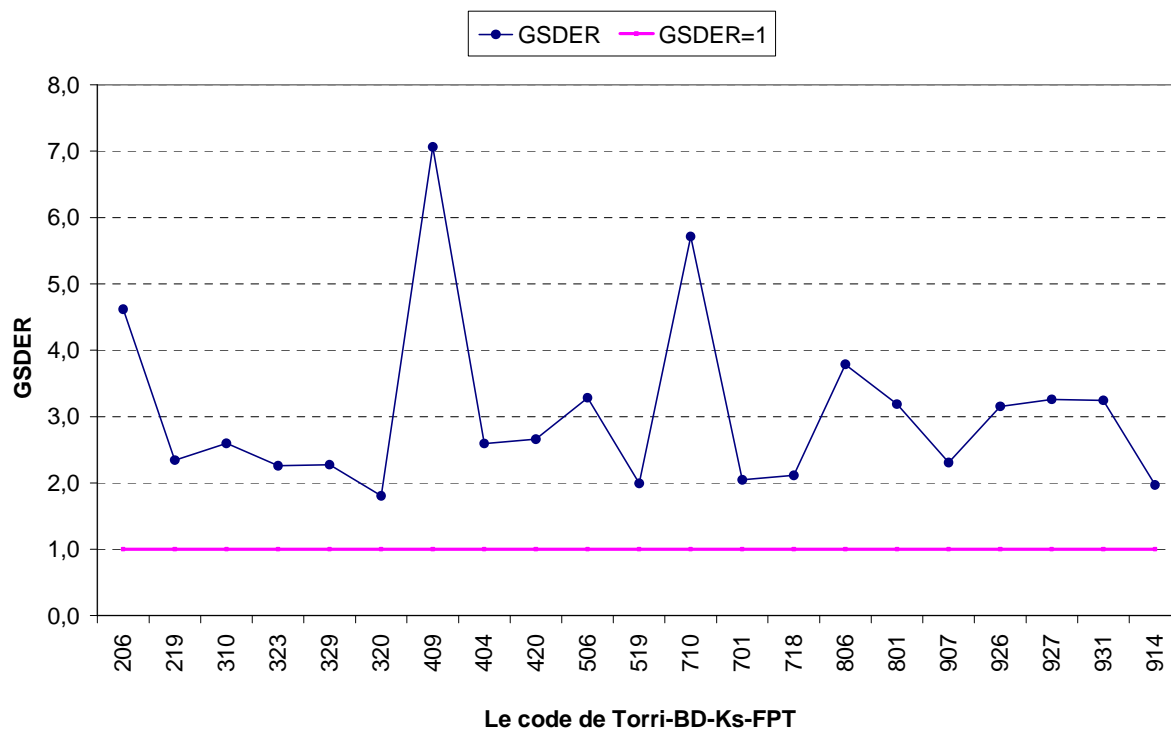


Figure 84. Variation du critère GSDER pour les couplages du tableau 30 sélectionnés parmi les couplages des 32 Torri-BD-FPTs avec les 7 Ks-FPTs de catégorie II (d'après les 6 valeurs de R_w mesurées pour 6 échantillons du site n°12).

Tableau 63. Résumé des critères obtenus pour les 8 couplages de Torri-BD-Ks-FPTs sélectionnés sur GMER : 310, 323, 329, 907, 914, 926, 927 et 931.

Torri-BD-Ks-FPT	GMER	GSDER	b
310	0,845	2,595	1,51
323	0,962	2,258	1,39
329	1,061	2,275	1,27
907	1,166	3,044	0,61
914	1,288	1,970	0,62
926	0,959	3,153	0,79
927	1,012	3,259	0,73
931	1,056	3,243	0,695
Moyenne	1,044	2,725	0,950

7460 4.4.3.2. Corrélation entre les K_s prédites et les R_w mesurées (étape 2-2)

Suite au travail à la section 4.4.2, où on a établi une corrélation entre les R_w et les K_s mesurées pour 6 points de mesure au site n°12, nous recherchons l'existence d'une corrélation entre les R_w et les \bar{K}_s pour les couplages sélectionnés à la section précédente (Tableau 62). Une série de corrélations linéaires a été réalisée et à la fin, le critère R^2 a été calculé pour chaque couplage. Le R^2 des corrélations linéaires entre R_w et \bar{K}_s pour les couplages n°s 320 et 219 sont respectivement 0,88 et 0,80 d'après le Tableau 64. La procédure est illustrée pour les couplages n°s 206 et 219 aux Figure 85 et Figure 86. Le critère b, qui représente la compatibilité des \bar{K}_s et $\bar{\bar{K}}_s$, vaut respectivement 8 et 267 pour ces deux couplages. Donc, le couplage 219 sous-estime \bar{K}_s beaucoup plus que le couplage 206. Si on envisage d'estimer une valeur moyenne de K_s , il est plus efficace d'appliquer le couplage numéro 206 mais la corrélation est très mauvaise (Figure 85) et la variabilité selon GSDER est moins bonne. Le Tableau 65 récapitule les valeurs de R^2 pour les couplages sélectionnés

7470

du tableau 30. Il existe une relation directe entre R_w et \bar{K}_s pour presque tous les couplages. Les Figure 87 et Figure 88 montrent que les couplages 701 (Torri-Kaur_lin-Wösten_1997) et 718 (Torri-Leonaviciute_B-Wösten_1997) possèdent les meilleures corrélations ($R^2=0,96$ et $R^2=0,95$ respectivement). Mais ils sous-estiment K_s respectivement 7 et 8 fois par rapport aux valeurs mesurées. Le couplage 914 (Torri-Tomasella & Hodett-Campbell) identifié comme le meilleur à l'étape 2-1, qui surestime légèrement \bar{K}_s ($b=0,62$), donne un $R^2=0,77$ qui reste acceptable. La Figure 89 illustre le niveau d'accord entre les valeurs de K_s et \bar{K}_s par le couplage n°914. Elle montre que les K_s s'accordent en moyenne et en variabilité (Figure 90). De plus, en appliquant les couplages numéros 310, 320, 323 et 329 entre la Ks-FPT de Vereecken et les Torri-BD-FPTs respectivement de Federer-B, Saxton (1986), Alexander-A, et Manrique et Jones-B, on obtient des R^2 égaux à 0,72, 0,88, 0,81 et 0,81 qui sont acceptables. Le couplage n°310 sous-estime \bar{K}_s d'un facteur 2, ce qui est en fait très bon même si $b = 1$ est préférable, et les couplages n°s 320, 323 et 329 prédisent les valeurs de \bar{K}_s qui sont très proches ($b = 1$) des valeurs mesurées. Les Figure 91 à Figure 94 montrent la comparaison de la variation des \bar{K}_s et K_s pour les couplages 310, 320, 323 et 329. Ces 4 couplages produisent une bonne simulation de la variation de Ks pour les 6 points de mesure. La Figure 92 montre que la variation des \bar{K}_s prédit par le couplage n°320 (Torri-BD-Ks-FPT de Torri-Saxton_1986-Vereecken) ressemble à celui des K_s . Mais, quantitativement, les valeurs prédites sont en moyenne deux fois moins élevées que celles mesurées.

La qualité de prédiction du couplage n°323 est excellente, comme un lissage des Ks mesurées, et elle est très proche du couplage n°329 ; de plus, la corrélation entre les \bar{K}_s et R_w est assez forte ($R^2=0,88$).

Notons que le couplage n°710 résulte, exceptionnellement, une corrélation inverse. On n'a pas essayé d'interpréter cette singularité.

Tableau 64. Résultats des R_w mesurés et des K_s des couplages n^{os} 206 et 219 pour six points de mesure au site 12.

Point de mesure	R_w (g/g)	K_s (m/s)	K_{s-206} (m/s)	K_{s-219} (m/s)
12-1	0,63	3,20E-04	1,56E-05	1,76E-206
12-3	0,47	1,60E-05	1,67E-05	5,79E-08
12-8	0,46	6,41E-06	1,21E-05	6,07E-08
12-10	0,56	1,58E-04	1,26E-05	3,31E-07
12-11	0,50	8,54E-05	6,13E-06	7,84E-08
12-14	0,48	4,06E-05	1,26E-05	6,56E-08

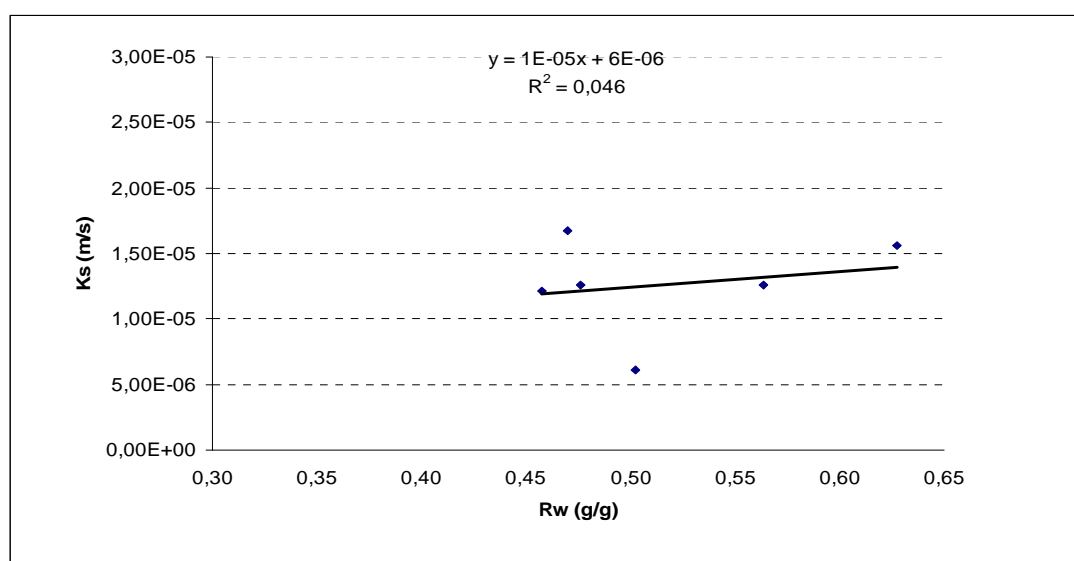


Figure 85. Corrélation entre la teneur en cailloux R_w et la K_s estimée par le couplage n°206 (Torri-Rawls-Brakensiek BD-Ks-FPT).

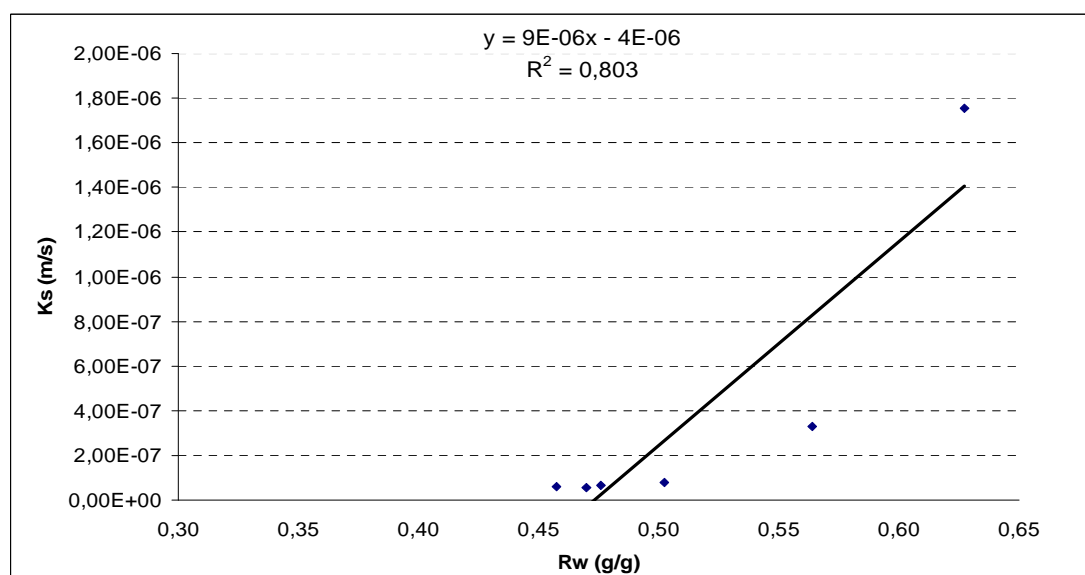


Figure 86. Corrélation entre R_w et K_s estimée par le couplage n°219 (Torri-Leonaviciute-BC-B-Brakensiek BD-Ks-FPT).

7510 **Tableau 65. Evaluation par le critère R^2 de la corrélation linéaire entre R_w et K_s pour les BD-KS-FPTs sélectionnées au tableau 30 pour 6 échantillons du site 12 où R_w est mesurée.**

Code	Ks-FPT	BD-Torri-FPT	b	GMER	GSDER	R^2
206	Brakensiek	Torri-Rawls	8	0,236*	4,617	0,05
219	Brakensiek	Torri-Leonaviciute_BC-C	267	0,003	2,344*	0,80
310	Vereecken	Torri-Federer-B	2	0,845*	2,596	0,72
320	Vereecken	Torri-Saxton (1986	1	0,188	1,806*	0,88
323	Vereecken	Torri-Alexander-A	1	0,962*	2,258	0,81
329	Vereecken	Torri-Manrique et Jones-B	1	1,061*	2,275	0,81
404	Saxton (1986)	Torri-Kaur_intr_Lin	174	0,006	2,595*	0,74
409	Saxton (1986)	Torri-Federer-A	0,09	0,625*	7,064	0,68
420	Saxton (1986)	Torri-Saxton (1986)	315	0,005	2,659*	0,77
506	Saxton (2006)	Torri-Rawls	5	0,412*	3,282	0,80
519	Saxton (2006)	Torri-Leonaviciute_BC-C Horizon	223	0,003	1,993*	0,82
701	Wösten (1997)	Torri-Kaur_lin	7	0,193	2,046*	0,96
710	Wösten (1997)	Torri -Fedrer-B	4	0,543*	5,714	-0,95
718	Wösten (1997)	Torri -Leonaviciute_B	8	0,137	2,116*	0,95
801	Wösten (1999)	Torri -Kaur_lin	26	0,071	3,186*	0,89
806	Wösten (1999)	Torri -Rawls	6	0,348*	3,787	0,51
907	Campbell	Torri -Perie-B	0,61	1,166*	3,044	0,70
914	Campbell	Torri -Tomasella and Hodnett	0,62	1,289	1,97*	0,77
926	Campbell	Torri -Huntington-A	0,79	0,960*	3,153	0,72
927	Campbell	Torri -Huntington-B	0,73	1,012*	3,259	0,71
931	Campbell	Torri -Prevost-A	0,70	1,056*	3,243	0,71

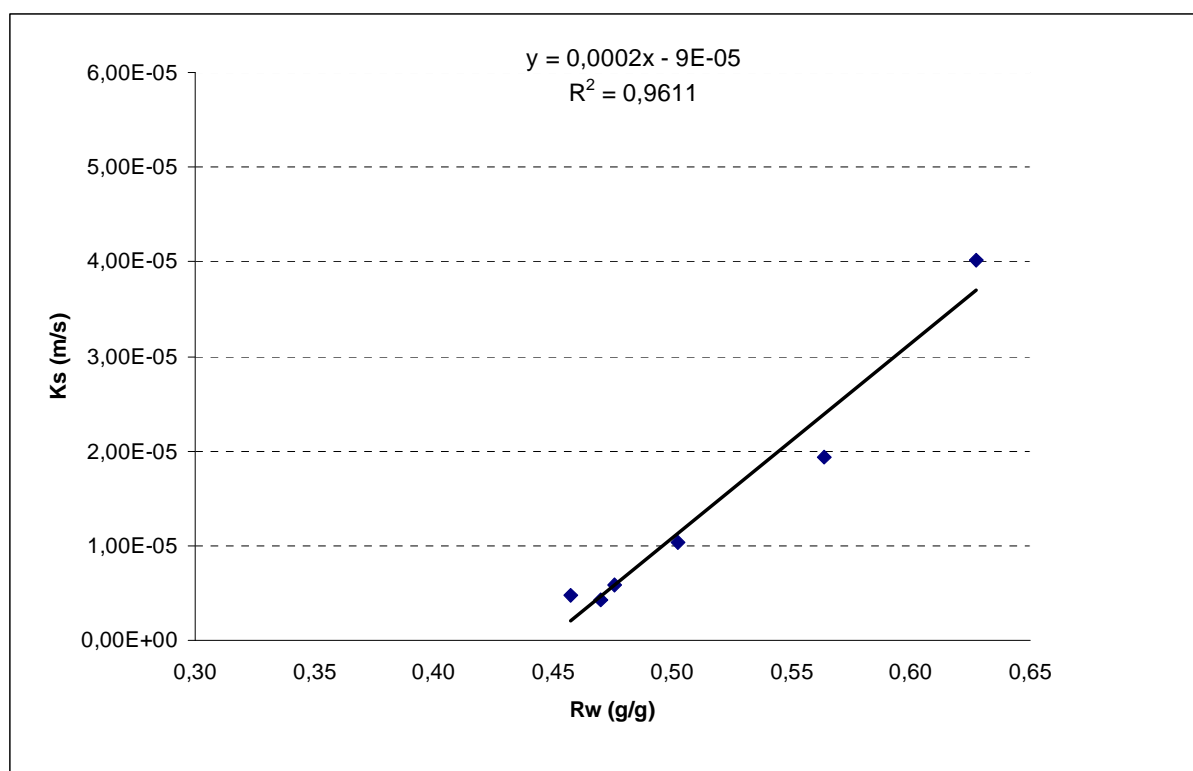


Figure 87. Corrélation entre R_w et \tilde{K}_s estimée par le couplage n°701 (Torri-Kaur-Lin-Wösten-1997 BD-Ks-FPT).

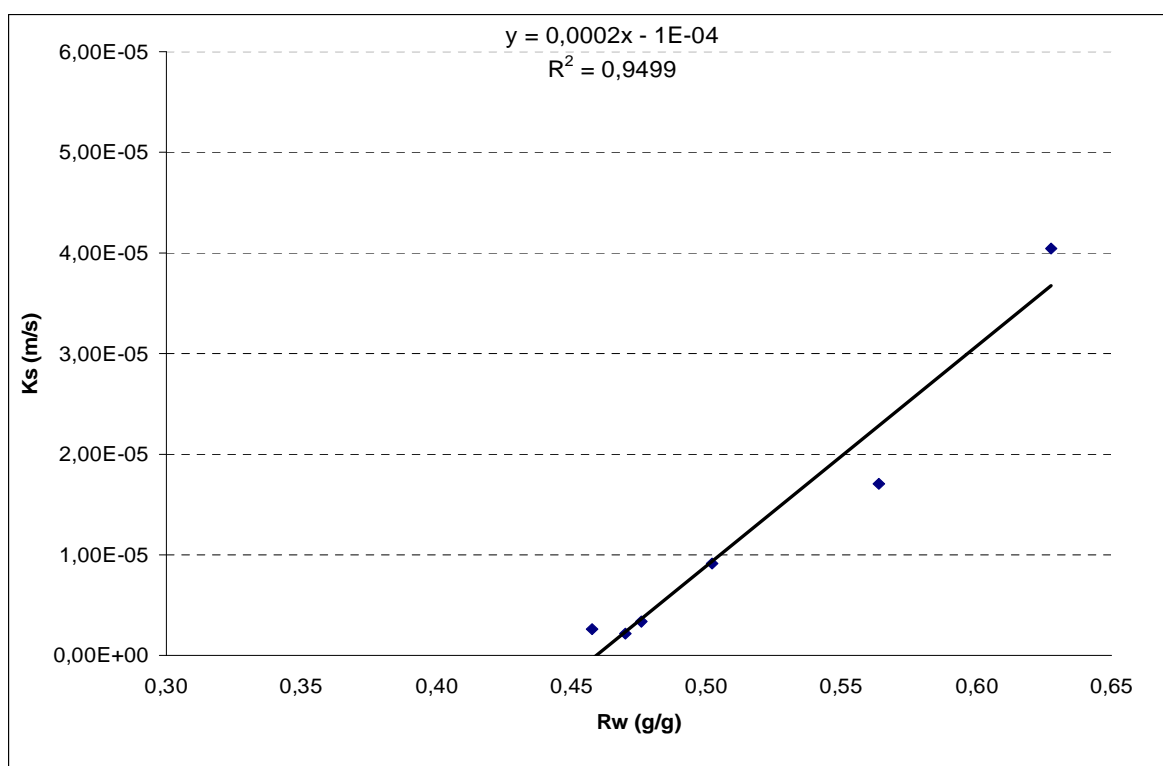


Figure 88. Corrélation entre R_w et \tilde{K}_s estimée par le couplage n°718 (Torri-Leonaviciute_B -Wösten-1997 BD-Ks-FPT).

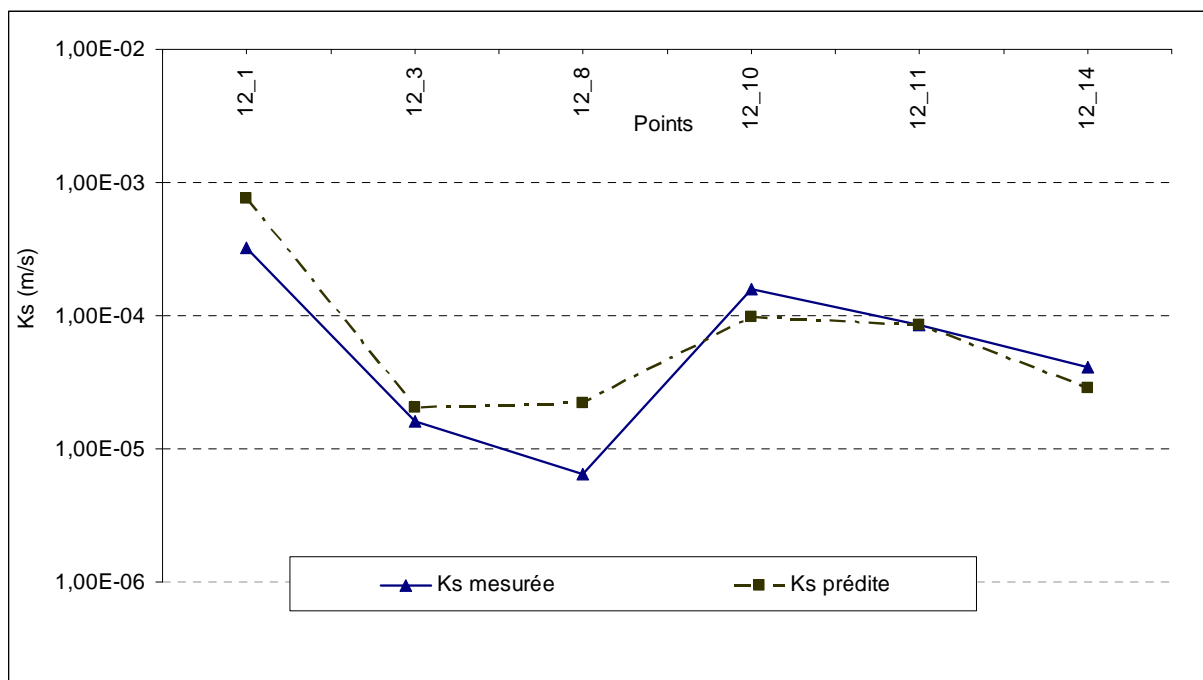


Figure 89. Variation comparée des Ks mesurées et prédites par le couplage n 914 (Torri-Tomasella and Hodnett-Campbell BD-Ks-FPT).

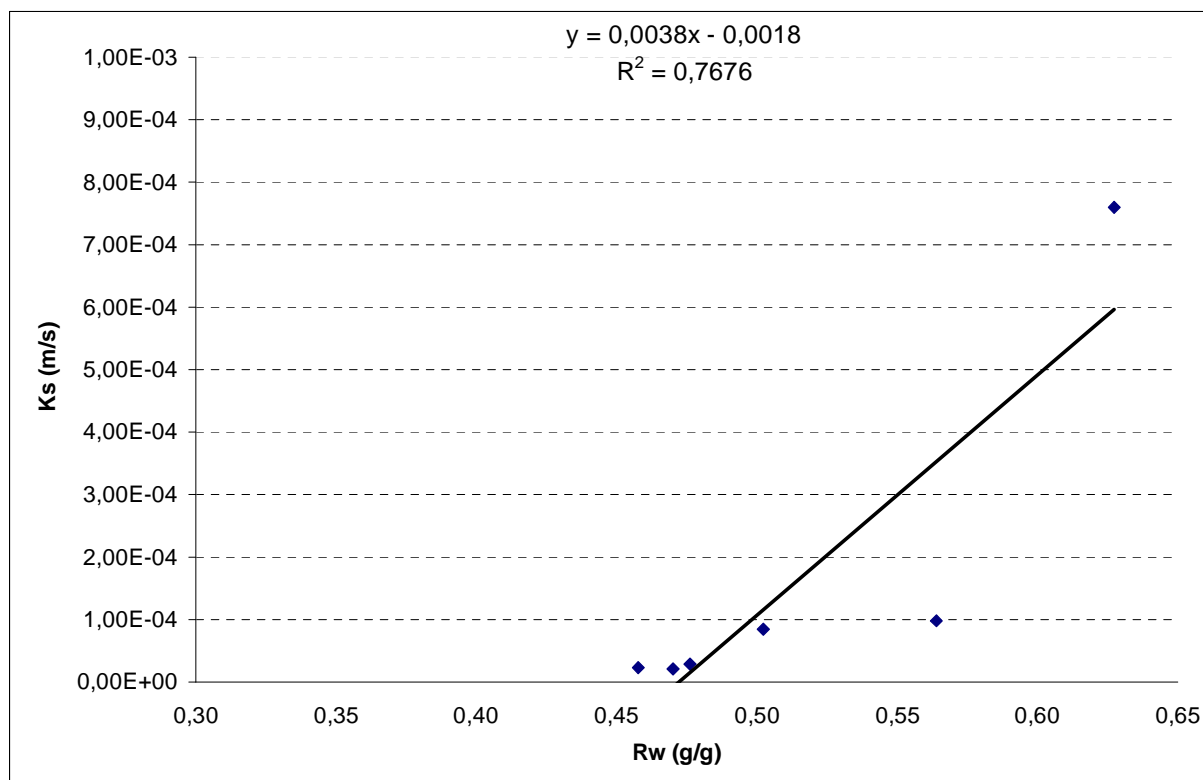


Figure 90. Corrélation entre R_w et K_s estimée par le couplage n'914 (Torri-Tomasella and Hodnett-Campbell BD-Ks-FPT).

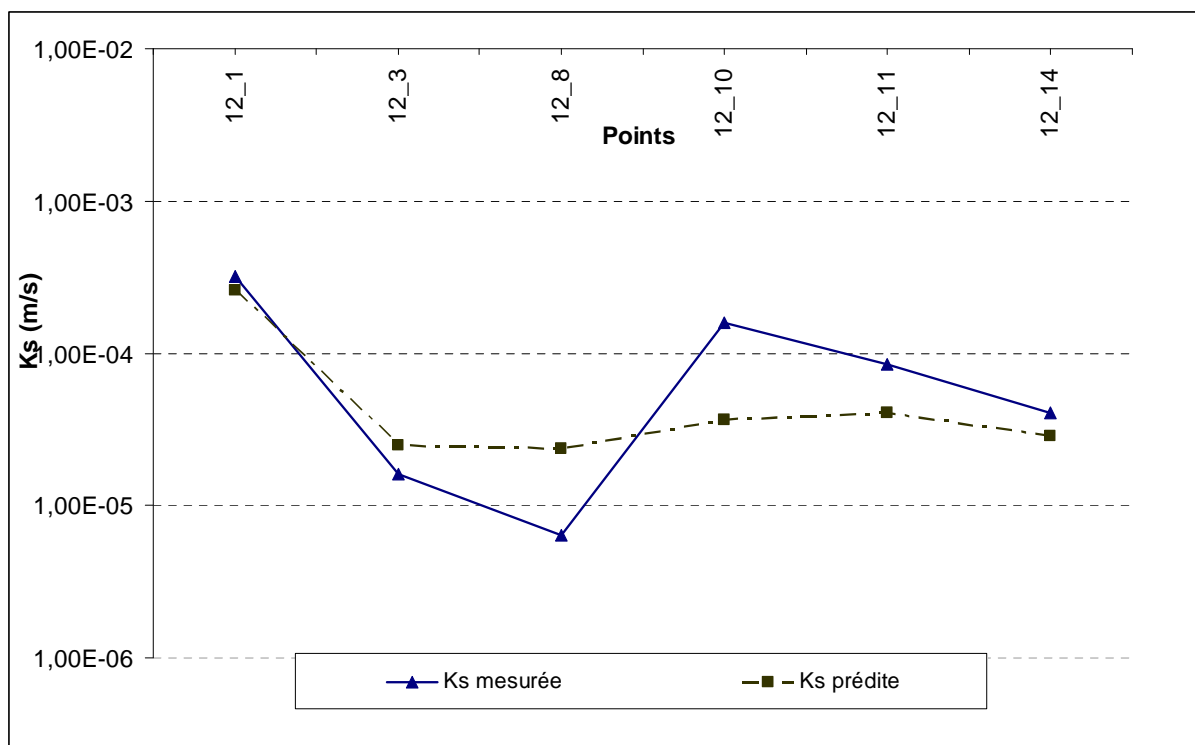


Figure 91. Variation comparée des K_s mesurées et prédites par le couplage n 310 (Torri-Federer-B-Vereecken BD-Ks-FPT).

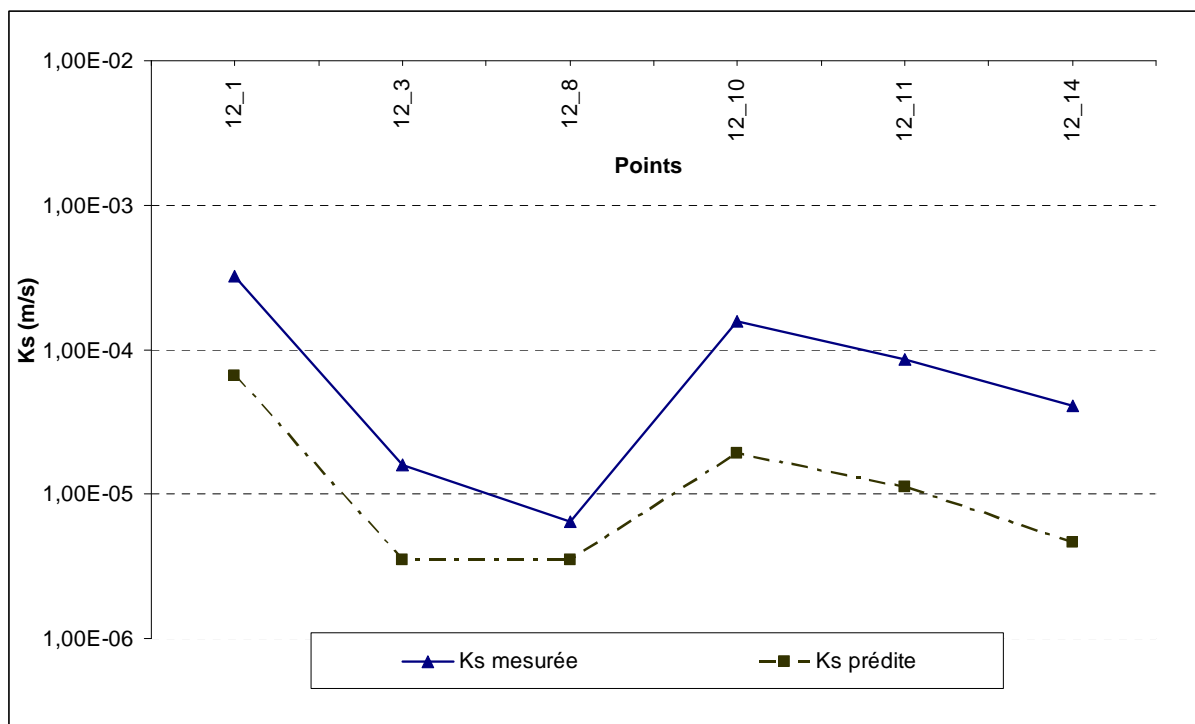


Figure 92. Variation comparée des K_s mesurées et prédites par le couplage n 320 (Torri-Saxton_1986-Vereecken BD-Ks-FPT).

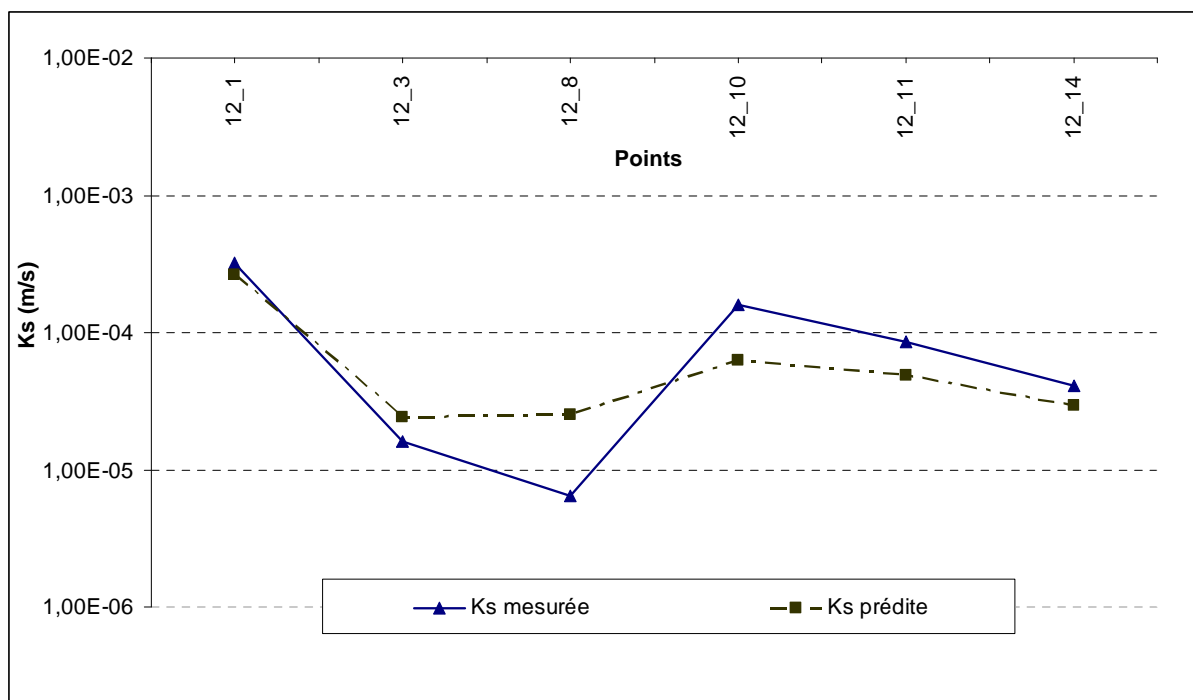


Figure 93. Variation comparée des Ks mesurées et prédites par le couplage n 323 (Torri- Alexander-A-Vereecken BD-Ks-FPT).

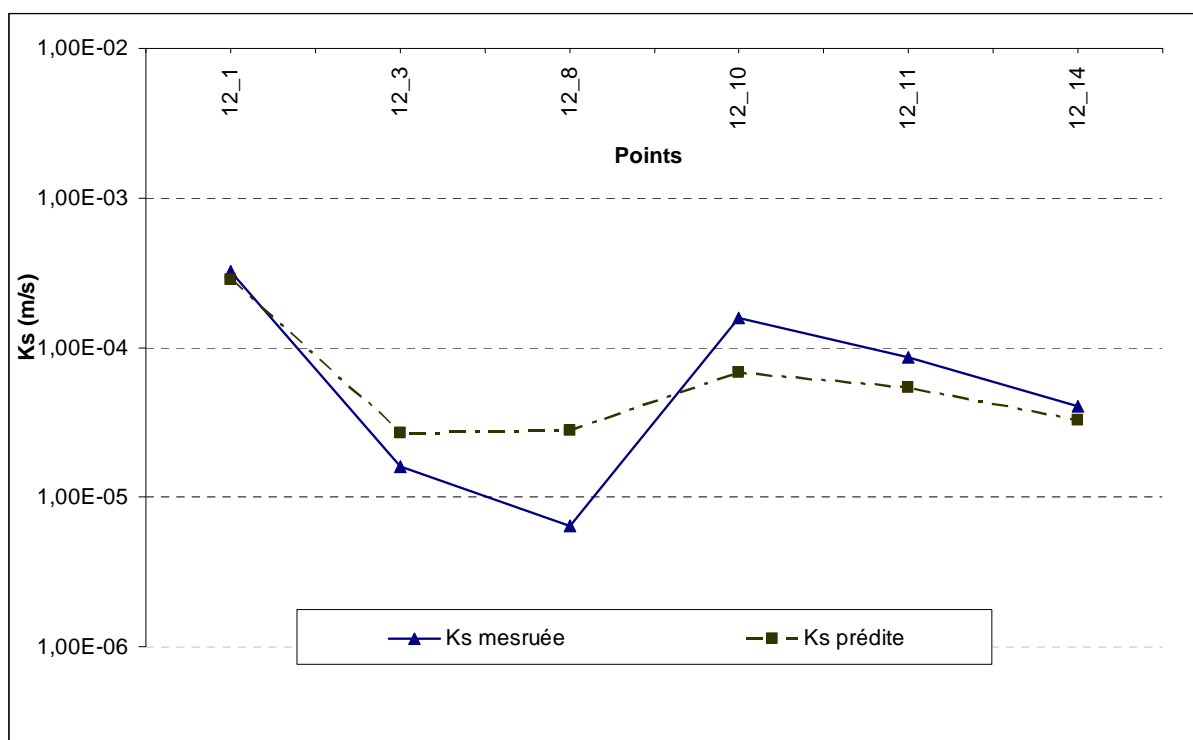


Figure 94. Variation comparée des Ks mesurées et prédites par le couplage n 329 (Torri-Manrique et Jones-B-Vereecken BD-Ks-FPT).

4.4.4. Analyse de l'incertitude associée et propagation des erreurs par l'application des couplages des FPTs (Phase 3)

La conductivité hydraulique a été prédite à partir des fonctions de pédotransfert qui utilisent les données mesurées de la texture et la matière organique du sol de 15 échantillons du sol au fond de la fouille destinée au dispositif pilote d'assainissement non collectif dans une colluvion dans l'Yonne.

7550 Si \bar{X} et σ sont respectivement la moyenne et l'écart-type de la valeur mesurée X , alors :

Le coefficient de variation ou l'erreur relative est $e = \frac{\sigma}{\bar{X}}$

et : $X_i = \bar{X} + (X_R \times \bar{X} \times e)$

où X_R est une variable aléatoire de distribution Gaussienne

Le pourcentage de sable et la teneur en matière organique sont deux paramètres très importants dans la prédiction de BD et K_s par les FPTs. Selon la répétabilité testée dans les mesures de la teneur en matière organique, nous avons pris de façon pessimiste 5 % comme coefficient de variation (erreur relative) de la distribution des valeurs du % de sable et du % de la matière organique (Annexe XII, CV = 3 %).

La distribution de l'incertitude sur les valeurs de conductivité hydraulique a été supposée gaussienne indépendante.

Les incertitudes ont été estimées en utilisant la méthode de Monte Carlo (annexe VIII et IX). Des résultats de valeurs de l'erreur propagée dans la prédiction de \bar{K}_s par chaque couplage sont montrés au Tableau 66 qui résume la phase 3 dans l'évaluation des couplages mais qui n'est pas une étape de sélection. L'erreur finale pour les couplages n^{os} 310, 320, 323, 329 et 914 sélectionnés à l'issue de la phase 2-2 est respectivement 19%, 7%, 16% 11% et 15%. De plus, l'erreur sur K_s pour la K_s -FPT de Cosby (100) qui est indépendante des BD-FPTs est de 3%.

7570 Cela montre que l'erreur d'incertitude de mesure propagée est faible en comparaison de l'erreur d'estimation par les couplages, caractérisée par b, GMER et GSDER.

Tableau 66. Résultats d'analyse de propagation de l'erreur de mesure (5%) sur SAB et MOC dans la Ks prédite par les couplages de BD-Ks-FPTs en (%)

m=1000	1_Cosby	2_Brakensiek	3_Vereecken	4_Saxton_1986	5_Saxton_2006	6_Adhikary	7_Wösten_1997	8_Wösten_1999	9_Campbell	10_Ferrer_Julia
BD-FPT %	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks
1-Kaur-linear	3	7	4	0	1	0	156	10	0	5
2-Kaur2nd-order polynomial	3	7	4	0	2	0	135	10	1	5
3-Kaur-3rd-order polynomial	3	7	4	0	1	0	123	9	1	5
4-Kaur-Intrinsically linear	3	7	4	0	1	0	109	9	1	5
5-Adams (1973)	3	9	9	17	8	0	5	1	17	5
6-Rawls (1983)	3	7	6	26	5	0	22	2	15	5
7-Perie (2008)-B	3	10	16	55	11	0	31	2	37	5
8-Prevost (2004)-B	3	11	13	29	10	0	16	1	27	5
9-Federer (1993)-A	3	8	13	64	9	0	36	1	33	5
10-Federer (1993)-B	3	12	20	50	13	0	29	4	40	5
11-Post and Kwon (2000)	3	15	13	9	12	0	9	0	21	5
12-Tremblay (2002)	3	8	13	54	9	0	33	1	30	5
13-Benites (2007)-B	3	16	12	4	14	0	28	1	17	5
14-Tomasella and Hodnett (1998)	3	9	8	13	7	0	3	2	16	5
15-Bernoux <i>et al.</i> (1998)	3	9	6	7	6	0	16	4	11	5
16-Leonaviciute (2000): A Horizon	3	22	17	5	20	0	9	2	24	5
17-Leonaviciute (2000): E Horizon	3	5	7	0	7	0	106	8	6	5

m=1000	1_Cosby	2_Brakensiek	3_Vereecken	4_Saxton_1986	5_Saxton_2006	6_Adhikary	7_Wösten_1997	8_Wösten_1999	9_Campbell	10_Ferrer_Julia
BD-FPT %	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks	%Erreur_Ks
18-Leonaviciute (2000): B Horizon	3	4	7	0	5	0	138	9	4	5
19-Leonaviciute (2000): BC-C Horizon	3	5	9	0	8	0	301	14	4	5
20-Saxton et al (2006)	3	3	7	0	4	0	121	9	4	5
22-Curtis and Post (1964)	3	9	12	41	9	0	23	0	28	5
23-Alexander (1980)-A	3	9	17	63	11	0	33	2	40	5
24-Alexander (1980)-B	3	13	11	7	11	0	17	2	18	5
25-Federer (1983)	3	8	14	60	9	0	35	1	34	5
26-Huntington <i>et al.</i> (1989)-A	3	11	15	37	11	0	22	2	33	5
27-Huntington <i>et al.</i> (1989)-B	3	10	14	33	10	0	21	1	30	5
28-Manrique and Jones (1991)-A	3	16	18	17	15	0	9	2	27	5
29-Manrique and Jones (1991)-B	3	12	12	14	10	0	2	1	21	5
30-Perie (2008)-A	3	9	14	47	9	0	30	1	32	5
31-Prevost (2004)-A	3	10	13	35	10	0	21	1	30	5
32-Drew (1973)	3	14	12	11	12	0	7	0	22	5
33-Benites (2007)-A	3	14	9	2	11	0	47	3	13	5
Moyenne	3	10	11	22	9	0	53	4	20	5
Max.	3	22	20	64	20	0	301	14	40	5
Min.	3	3	4	0	1	0	2	0	0	5

4.5. Caractérisation du comportement hydrodynamique du site pilote d'ANC

Deux paramètres hydrodynamiques sont enregistrés dans le temps et en quelques points très proches, la succion et la teneur en eau. Ils permettent d'abord
7580 de suivre le fonctionnement du dispositif d'ANC (filière : filtre à sable non drainé) et le rythme de l'infiltration des eaux usées traitées.

Comme il est expliqué au chapitre 3, afin de faire ce suivi, on exploite les données de 12 tensiomètres électroniques implantés à deux profondeurs (120 cm et 160 cm) et 5 sondes électromagnétiques de profil de la teneur en eau volumique (70, 80, 90, 100, 120 et 160 cm de profondeur par rapport à la surface du sol), installés au fond de l'excavation de l'ANC. De plus, on dispose des données du capteur de pression dans le puits et des données pluviométriques de la station météorologique. La surveillance de la succion (pression matricielle), de la teneur en eau volumique, le
7590 informations concernant la fréquence d'utilisation de l'eau dans la maison, la distribution temporelle et spatiale de l'infiltration aux limites de la parcelle de l'ANC, l'évolution latérale et longitudinale de la teneur en eau et de la succion dans le massif filtrant et dans le sol et l'impact de l'infiltration sur la nappe. Elle aide à prouver l'existence des chemins préférentiels dans le sol.

4.5.1. Suivi de la pluie et de la nappe

Les variations temporelles de la pluie et de la nappe pour une période de l'été (Figure 95) et une de l'hiver (Figure 96) ont été analysées. Il apparaît que pendant la période sèche, la nappe ne varie pas, son niveau reste constant. Mais par contre, la comparaison des deux figures montre que la nappe réagit significativement à la
7600 pluie. Au cours de l'hiver pluvieux, la nappe monte instantanément après chaque pluie. Donc une relation hydraulique entre le sol et la nappe est démontrée sur le site pilote, ainsi que le rôle de l'infiltration dans la recharge de la nappe.

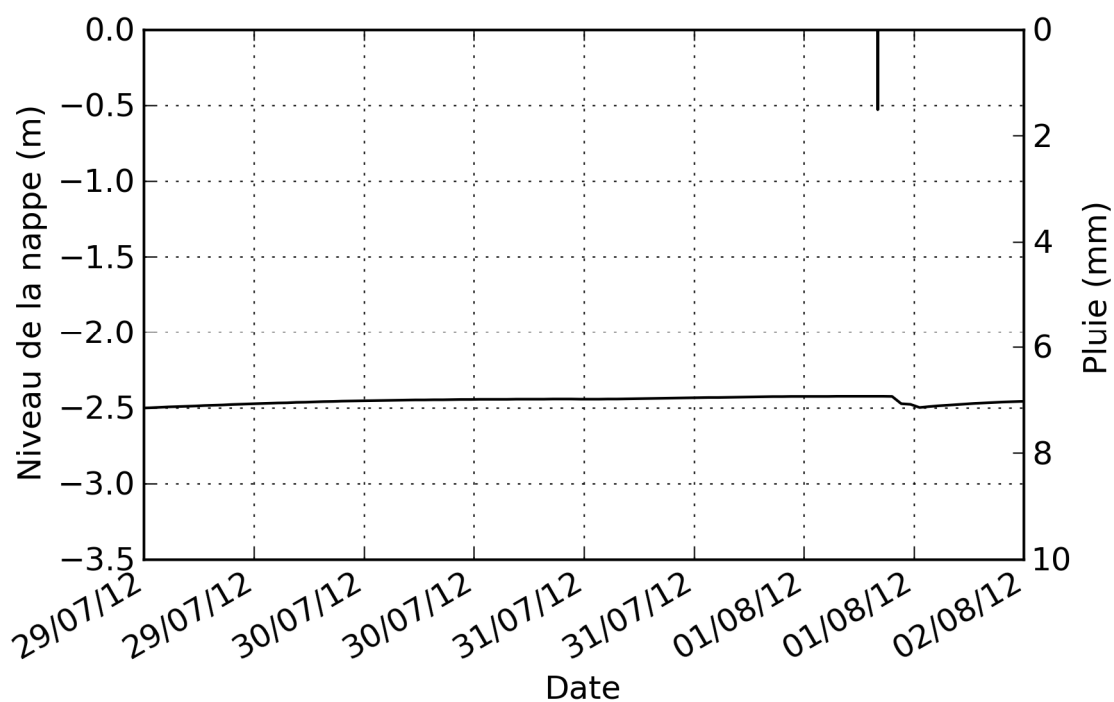


Figure 95. La variation de la nappe par rapport à la pluie pour la période sèche au site pilote.

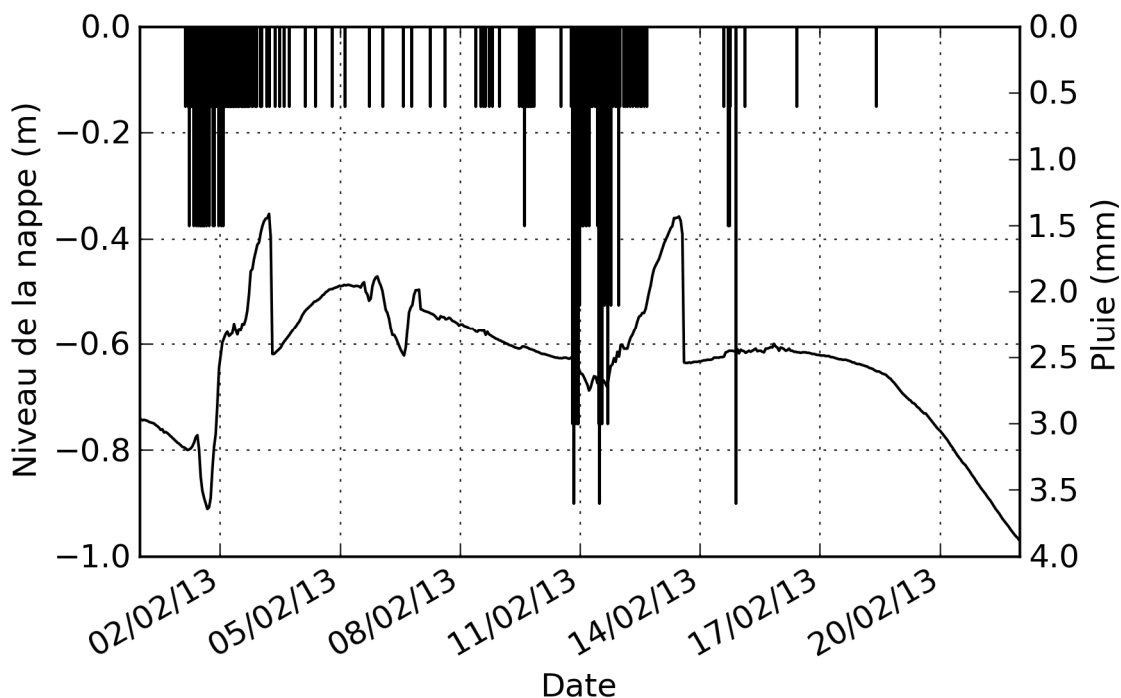


Figure 96. La variation de la nappe par rapport à la pluie pour la période pluvieuse au site pilote.

4.5.2. Observation de la succion (potentiel de pression)

L'évolution de la succion sous le massif filtrant à partir de 5 tensiomètres situés à 120 cm de profondeur et 7 tensiomètres situés à 160 cm de profondeur a été analysée pour deux périodes différentes, une en l'absence de pluie (du 29 juillet au 2 août 2012), l'autre en présence de pluie (du 31 janvier au 04 février 2013).

Les Figure 97 et Figure 98 illustrent la variation de la succion du sol à 120 cm pendant la période sèche et pluvieuse. De plus, les variations des tensiomètres installés à 160 cm sont présentées par les Figure 99 et Figure 100. Sur certaines figures, comme par exemple la Figure 100, une courbe est difficile à voir car cachée par les autres courbes superposées (ici T3 par T5).

Selon ces figures, il apparaît que pour la période sèche, la succion varie entre - 0,2 m (T5) et un peu plus de 1 m (T8) et pour la période pluvieuse, le minimum est de 0,7 m pour T2 et maximum de 2,8 m pour T8. Les valeurs de succion ne sont pas uniformément distribuées au fond du massif filtrant. Les valeurs de la succion enregistrée par chaque tensiomètre sont différentes pour les deux profondeurs et aussi pour les deux périodes. Des valeurs de succion plus importantes sont généralement obtenues à 120 cm et c'est également à cette profondeur que les différences entre les sondes sont les plus importantes. Enfin en période sèche, on remarque aussi des pics de succion, pour T2. Ces cycles journaliers avec deux pics par jours, révèlent les pics de consommation de l'eau dans la maison (13h00 et 23h00). Ils sont également visibles, dans une moindre mesure pour T9 et T11.

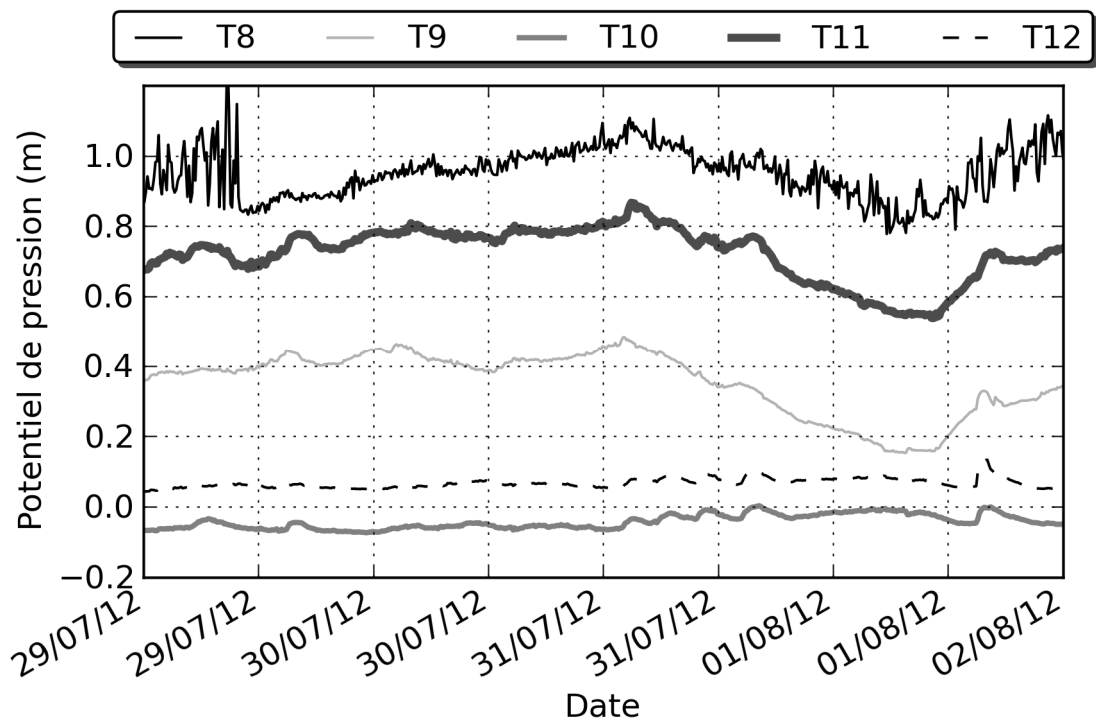


Figure 97.La variation de la succion (m) du sol à 120 cm de profondeur (période sèche).

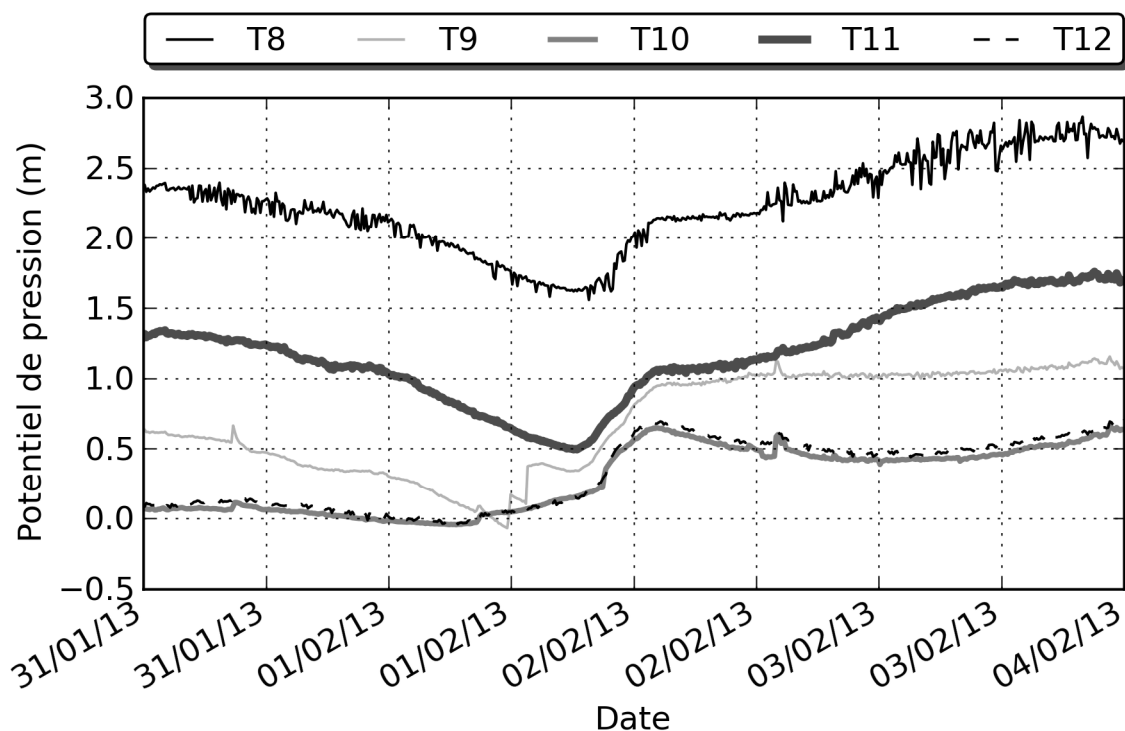


Figure 98. La variation de la succion (m) du sol à 120 cm de profondeur (période pluvieuse).

Pour la période sèche, la différence parmi les valeurs de la succion des différents tensiomètres serait à cause de la mauvaise répartition de la distribution des eaux usées traitées dans les tuyaux d'épandage. Pour la période pluvieuse, l'augmentation générale, non-uniforme, est due à l'infiltration de l'eau de pluie. Comme l'eau de la pluie s'infiltré plus uniformément à travers le massif filtrant que l'eau dans les tuyaux d'épandage, les tensiomètres situés à 120 cm gardent leurs positions pour les deux périodes pluviales et c'est seulement la quantité de la succion qui change. Par exemple T11 et T8 reçoivent plus de charge que T9, T10 et T12 pour les deux périodes. Pour les tensiomètres situés à 160 cm, le comportement de la succion d'un tensiomètre identique pour les deux périodes pluviales change complètement. Par exemple, pour la période pluviale du 2 février 2013, on voit d'abord, une augmentation parallèle de la succion pour tous les tensiomètres qui montre la réaction rapide du sol à l'infiltration. La variation entre les différentes valeurs à 160 cm est un peu plus importante qu'en période sèche du fait d'une répartition plus homogène de la pluie.

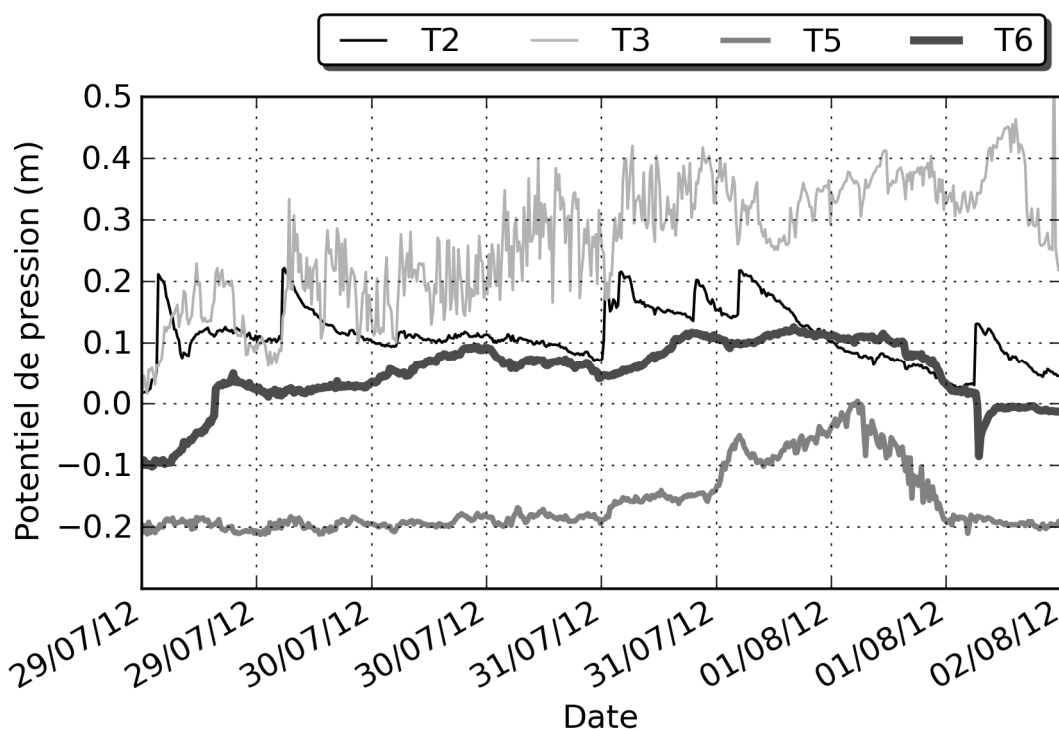


Figure 99. La variation de la succion (m) du sol à 160 cm de profondeur (période sèche).

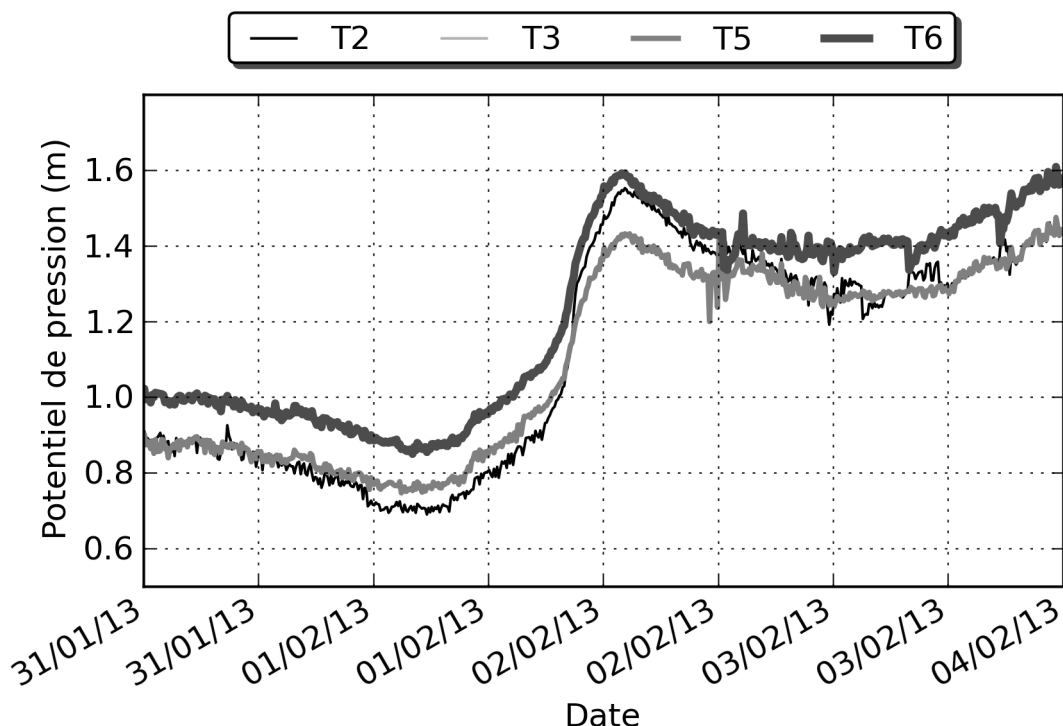


Figure 100. La variation de la succion (m) du sol à 160 cm de profondeur (période pluvieuse).

Les différences de succion entre les tensiomètres et les pics journaliers apparaissant à certains endroits laissent à penser que la saturation n'est pas liée à la montée de la nappe sous-jacente, qui crée normalement une surface libre horizontale avec une charge homogène de l'eau à la profondeur, mais est due à l'infiltration de l'eau usée traitée et de la pluie dans le sol et donc c'est une saturation dominée par l'infiltration des couches supérieures.

7670 Les valeurs de la succion pour T8 et T11 (installés à 120 cm) pour les deux périodes sont remarquablement plus grandes que celles des tensiomètres installés à 160 cm. Cela montre l'effet immédiat de l'infiltration sur la succion du sol et donc se corrèle avec la conductivité hydraulique élevée du sable du massif filtrant.

D'ailleurs, l'évolution temporelle identique de T10 et T12 ensemble d'un côté et T8, T9 et T11 d'un autre côté indique que chaque groupe de tensiomètres reçoit la même séquence d'eau avec des quantités différentes. Pour la période sèche et pluvieuse, ils gardent la même variation et c'est seulement les quantités qui changent, ce qui tend à confirmer l'existence de chemins préférentiels, au moins jusqu'à cette profondeur.

7680 La différence entre les valeurs de succion enregistrées par chaque tensiomètre pour la période sèche serait l'impact du dysfonctionnement du système d'épandage et la dissymétrie de la distribution de l'eau dans les drains, à l'avantage du côté droit du système (en regardant de l'amont vers l'aval). Pour la période pluvieuse où l'infiltration d'eau de la pluie est quasiment uniforme dans la surface de la parcelle, on s'aperçoit que cette variation spatiale pour les tensiomètres à 160 cm de profondeur est moins variée que pendant la période sèche.

4.5.3. Suivi de la teneur en eau volumique

La réaction cohérente des sondes aux sollicitations hydrauliques montre d'abord le bon fonctionnement des capteurs.

7690 Comme la succion, la teneur en eau volumique du sol réagit à l'infiltration des eaux usées traitées et aussi à l'eau de la pluie. Les Figure 101, Figure 102, Figure 103, Figure 104, Figure 105 et Figure 106 illustrent l'évolution de la teneur en eau, pour 3 sondes (PR2-PR3 et PR4) et à trois profondeurs (90 (PRX_2), 100 (PRX_3) dans le massif du sable et à 120 cm dans le sol – (PRX_4)), pour les deux périodes. En comparaison, la variation du potentiel matriciel enregistré par les tensiomètres (T3, T2 et T5), installés à côté de chaque sonde, est également présenté.

7700 Les pics journaliers dus à l'infiltration des eaux usées traitées, observés sur les valeurs de succion se retrouvent également dans les valeurs de teneur en eau. Ces deux pics sont plus évidents pour la période sèche, sans doute à cause de l'échelle utilisée par les figures. Pour la période sèche, le gradient vertical à trois profondeurs montre que la teneur en eau volumique croît avec la profondeur et varie de 1,5 % à 7,5 %. Cette faible teneur en eau s'explique par l'absence prolongée de pluie et par l'hétérogénéité de la diffusion de l'eau usée traitée dans le sol qui, outre sa faible quantité, n'imbibe pas tout le volume du sol. Les courbes de variations montrent que la zone observée par la sonde PR2 est légèrement plus humide et plus sensible à l'infiltration de l'eau provenant du système d'assainissement.

7710 Pour la période pluvieuse, l'amplitude de la variation de la teneur en eau change, elle varie entre 5 % et 30 %. Les cycles journaliers avec deux pics sont toujours visibles. Il apparaît que la teneur en eau croît brusquement durant la période pluviale du 02 février 2013. Pour les trois sondes, la teneur en eau à 120 cm est bien plus élevée (vers 25%) que les deux teneurs en eau à 90 et 100 cm (qui varie autour

de 5%). Il semblerait que cette différence est due à la différence entre la capacité de rétention de l'eau dans le sable (90 et 100 cm) et dans le sol (120 cm). Ces observations sont cohérentes avec l'observation d'un potentiel matriciel plus important à 120 cm qu'à 160 cm. Ainsi, il semblerait que la zone de transition entre le sable du massif filtrant et le sol soit un lieu de rétention d'eau, en partie à cause d'un changement de conductivité.

Les valeurs de la teneur en eau à 120 cm pour les sondes PR3 et PR4 (Figure 103 et Figure 105) en période pluvieuse mettent en évidence que l'écoulement n'est pas uniforme dans le sol. En effet, on a une répartition uniforme de la pluie sur la surface de la parcelle, mais la réaction des sondes à l'infiltration de la pluie n'est pas identique.

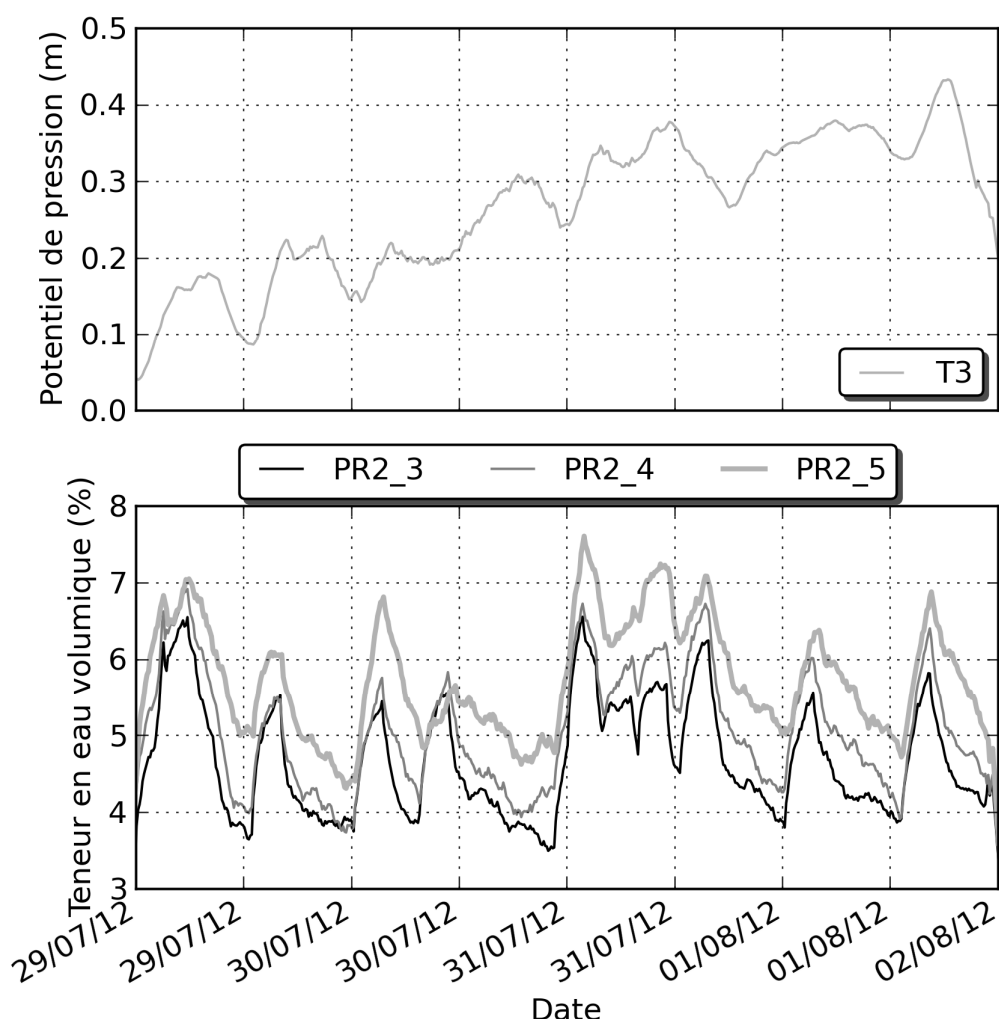


Figure 101. La variation de la teneur en eau (PR2) et de la succion (T3) du sol dans la maille numéro 2 (période sèche).

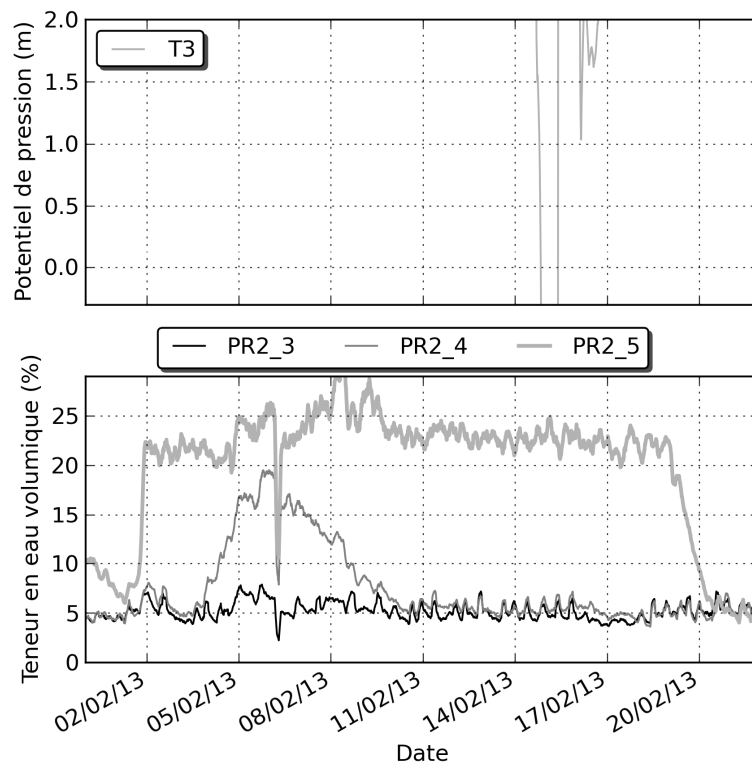


Figure 102. La variation de la teneur en eau (PR2) et de la succion (T3) du sol dans la maille numéro 2 (période pluvieuse).

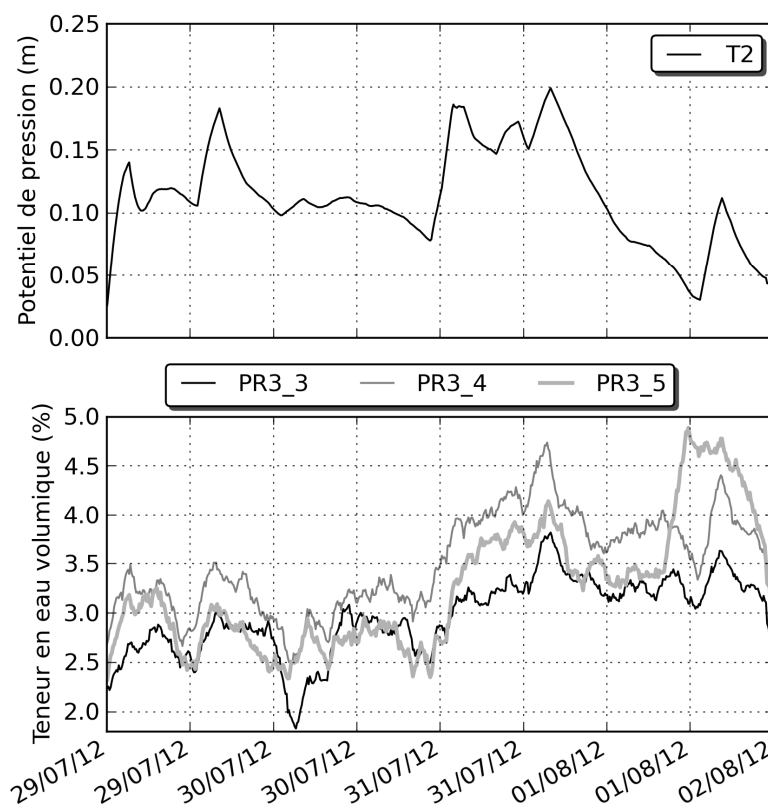


Figure 103. La variation de la teneur en eau (PR3) et de la succion (T2) du sol dans la maille numéro 7 (période sèche).

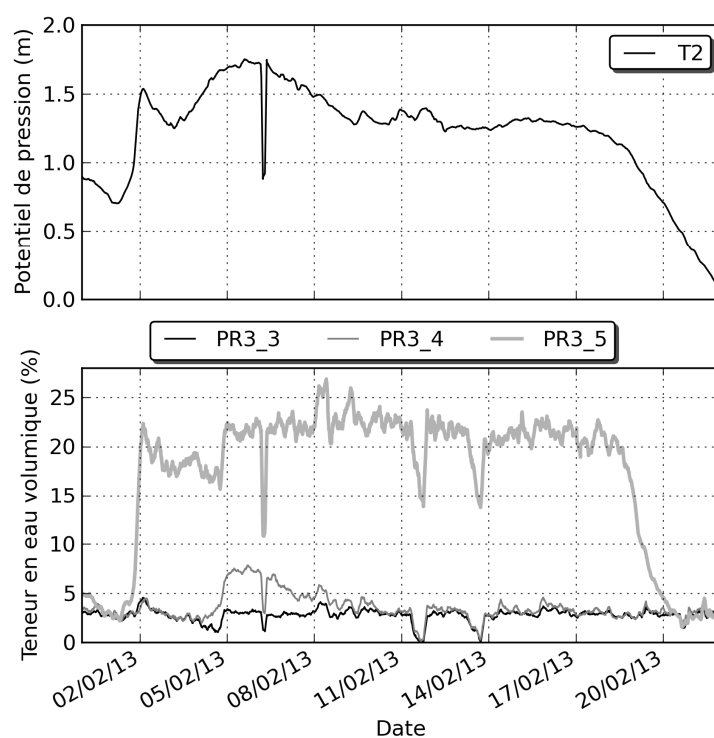


Figure 104. La variation de la teneur en eau (PR3) et de la succion (T2) du sol dans la maille numéro 7 (période pluvieuse). Le niveau PRx-5 correspond toujours à la profondeur 120 cm.

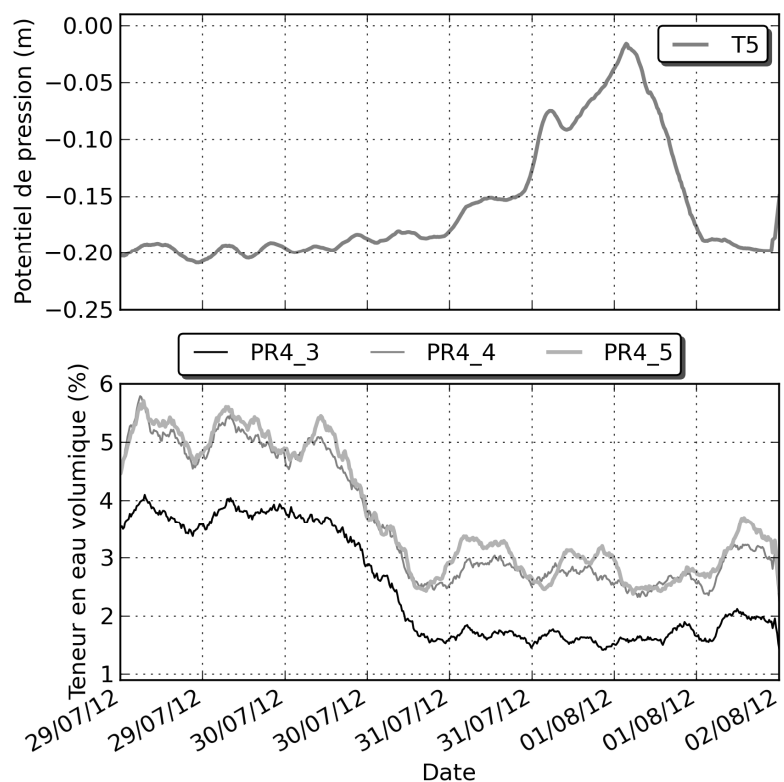


Figure 105. La variation de la teneur en eau (PR4) et de la succion (T5) du sol dans la maille numéro 7 (période sèche).

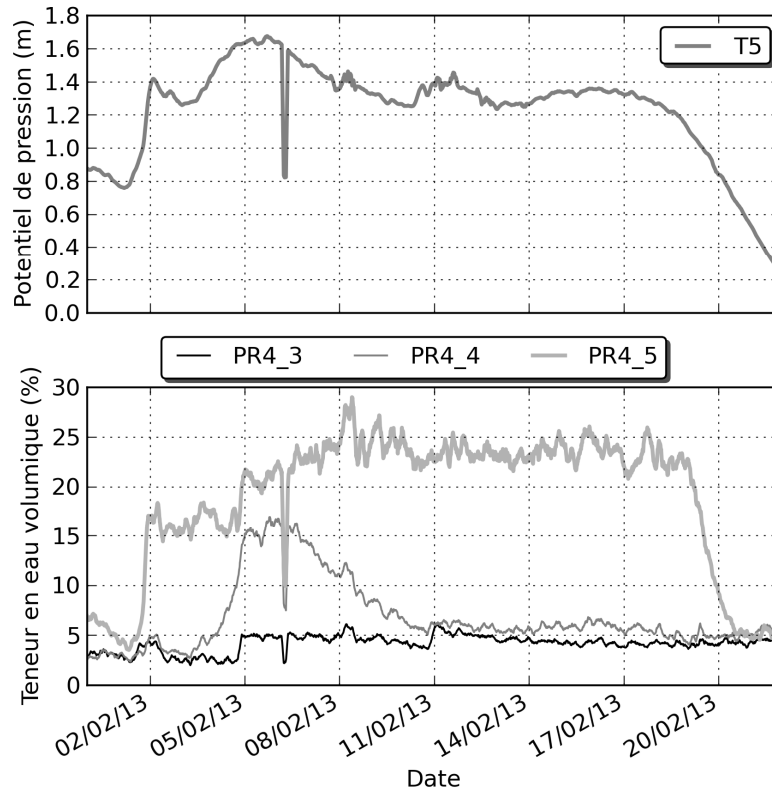


Figure 106. La variation de la teneur en eau (PR4) et de la succion (T5) du sol dans la maille numéro 7 (période pluvieuse). Le niveau PRx-5 correspond toujours à la profondeur 120 cm.

4.6. Evaluation de l'écoulement préférentiel dans un sol caillouteux

Parmi les différentes techniques pour mettre en évidence et décrire l'écoulement préférentiel dans ce site, on en utilise trois : (i) Observation de la fouille ; (ii) Comparaison des conductivités hydrauliques mesurées in situ avec celles prédites par les FPT ; (iii) Analyse de la distribution spatiale de la teneur en eau et de la succion de l'eau mesurées dans le sol.

L'observation de la structure du sol varie entre des essais très chers (par ex., le MEB) et d'autres moins chers (par ex., les photos des profils et de la surface du sol). Donc, une observation directe au fond de l'excavation pendant une période pluvieuse a permis de visualiser des filets d'eau ayant un débit remarquable en trois points aux parois situées à l'amont de l'écoulement souterrain.

Les 15 essais de perméabilité avec l'appareil Guelph ont été effectués au fond de l'excavation afin de mesurer la conductivité hydraulique à saturation du sol (K_s) sur 15 m² (un essai pour chaque m²). Tous les essais ont été faits dans les trous à tarière de diamètre 6 cm et sous une charge constante de 5 cm dans chaque trou.

De plus, en utilisant les résultats de la texture et de la matière organique obtenues
7760 par des essais physiques du sol au laboratoire pour chaque échantillon du sol, la
conductivité hydraulique à été estimée par des fonctions des pédotransfert (\bar{K}_s).

Les Ks-FPTs de la catégorie I (sous-section 4.4.1.1. la phase 0 de l'évaluation
des Ks-FPTs) prédisent des \bar{K}_s à partir de la texture et/ou la matière organique du
sol. Donc cette perméabilité est directement liée à la matrice fine du sol. De plus, ces
Ks-FPTs ont été développées pour les sols homogènes. Par contre, ce qui a été
mesuré par le Guelph, c'est la perméabilité globale du sol qui intègre l'effet des
fractions grossières et fines du sol (Lee *et al.*, 1985). Le Tableau 67 montre la texture
des échantillons, les K_s mesurées in situ par Guelph et les \bar{K}_s prédites par les Ks-
FPTs de Cosby, Adhikary et Ferrer-Julià (les codes : 100, 600 et 1000). Selon les
7770 résultats acquis, la plupart des échantillons ont une fraction argileuse remarquable
(en moyenne 37 %) et ils ont une matrice de limons argileux. Les 15 \bar{K}_s prédites par
les trois Ks-FPTs varient moins parce que la texture est plus ou moins homogène. La
variabilité spatiale (2 ordres de grandeurs) des 15 K_s mesurées par Guelph sur le
terrain est remarquable. Cette variation ne suit aucun ordre et est due à la variation
entre la quantité, la forme et l'emplacement de la fraction des cailloux dans le sol de
chaque échantillon qui crée une porosité structurale supplémentaire. La corrélation
linéaire trouvée à la section 4.4.3 entre les K_s mesurées et les fractions R_w des
cailloux, présentée à la phase 2 de l'évaluation des Ks-FPTs, démontre l'effet positif
de la quantité des cailloux dans le sol sur la conductivité hydraulique du sol. De plus,
7780 l'existence de la fraction d'argile, avec l'effet du séchage et humification, mène à la
construction d'agrégats avec des espaces lacunaires qui constituent un autre niveau
de macropores de la porosité structurale. La moyenne des 15 K_s est respectivement
51, 134, et 123 fois plus grande que celles prédites par les Ks-FPTs de Cosby,
Adhikary et Ferrer-Julià.

Les K_s au moins deux ordres de grandeur plus grandes que celles prédites
pour le sol homogène indiquent l'existence de chemins préférentiels dans le sol. La
variabilité spatiale des 15 valeurs de K_s montre une distribution hétérogène des
macropores (fraction des cailloux) dans le sol.

Tableau 67. Résultat des essais sur le terrain et au laboratoire des 15 échantillons du sol du site pilote

Sol	Classe texturale	K_s (m/s)	$\tilde{K}_{s/m}$ -Cosby (m/s)	$\tilde{K}_{s/m}$ -Adhikary (m/s)	$\tilde{K}_{s/m}$ -Ferrer-Julà (m/s)
12-1	Limon argileux	3,20E-04	2,08E-06	8,01E-07	8,51E-07
12-2	Argile	3,20E-04	1,83E-06	7,63E-07	7,53E-07
12-3	Limon argileux	1,60E-05	2,38E-06	8,95E-07	1,12E-06
12-4	Limon argileux	2,93E-04	2,84E-06	9,55E-07	1,29E-06
12-5	Argile	9,61E-05	1,90E-06	7,93E-07	8,30E-07
12-6	Limon argileux	3,13E-05	2,15E-06	7,93E-07	8,30E-07
12-7	Argile	6,12E-05	1,78E-06	7,63E-07	7,53E-07
12-8	Limon argileux	6,41E-06	2,22E-06	8,25E-07	9,16E-07
12-9	Limon argileux	6,19E-05	2,35E-06	8,77E-07	1,06E-06
12-10	Limon argileux	1,58E-04	2,00E-06	7,93E-07	8,30E-07
12-11	Limon fin argileux	8,54E-05	1,59E-06	6,72E-07	5,34E-07
12-12	Limon argileux	4,70E-05	2,25E-06	7,78E-07	7,91E-07
12-13	Limon argileux	4,27E-05	2,60E-06	8,77E-07	1,06E-06
12-14	Limon argileux	4,06E-05	2,15E-06	8,25E-07	9,16E-07
12-15	Limon argileux	5,55E-05	2,31E-06	8,59E-07	1,01E-06
Moyenne	Limon argileux	1,09E-04	2,14E-06	8,13E-07	8,85E-07

La troisième technique pour déduire l'existence d'un écoulement préférentiel repose sur la comparaison des chroniques de la teneur en eau et de la succion et l'analyse de leur variation spatiale. Ces chroniques sont faciles à obtenir, une fois réussies les délicates opérations d'installation des sondes FDR et des tensiomètres. La variation spatiale de la teneur en eau d'une sonde à l'autre, et de la succion d'un tensiomètre à l'autre, montre qu'en période pluvieuse, alors que la répartition de la pluie est uniforme sur la surface de la parcelle, la réaction de ces sondes à l'infiltration de la pluie n'est pas homogène. On a interprété cette hétérogénéité par l'existence de chemins préférentiels.

7800 **4.7. Conclusion et discussion sur les résultats**

La structure du sol (notamment les macropores) et sa texture modifient son espace poral et influencent sa conductivité hydraulique à saturation qui sont les propriétés qui déterminent le comportement hydraulique et conditionnent le processus d'infiltration. Ces propriétés conditionnent aussi le comportement physico-biochimique du sol et ses fonctions de rétention et de dégradation.

La condition hydraulique imposée par le dispositif d'ANC crée un milieu localement saturé par infiltration dans le sol sous-jacent non saturé. Elle peut être comparée avec la condition hydraulique imposée par le bulbe de Guelph dans le sol. De plus, la conductivité hydraulique à saturation est un plafond pour la vitesse de
7810 transfert des contaminants dans le sol. Afin de protéger l'environnement et le milieu récepteur, il faut considérer ce plafond dans la conception des ouvrages hydrauliques, comme ceux de l'ANC mais pas seulement, qui envoient des contaminants dans le sol.

On a vu que dans le cas de l'ANC, il faut en principe distinguer trois états du sol correspondant à des usages différents du sol, pour lesquels les indicateurs seront différents : état impacté par la fonction épuration, impacté par la fonction évacuation, ou non impacté.

On a aussi distingué les deux grandes questions qui se posent en fonction de l'état du sol : celle de la rémanence de témoins d'impact sur le sol n'est pas étudiée
7820 dans la thèse, car on se focalise sur celle de l'aptitude des sols à exercer ses fonctions dans le cas général des sols non impactés.

On s'est fixé comme objectif dans la première section de ce chapitre de choisir un nombre restreint de paramètres indicateurs pour l'aptitude des sols à exercer la double-fonction « évacuation et affinage par infiltration des eaux usées traitées ». Pour cela, on a établi le cahier des charges d'un indicateur et on a testé une large batterie de protocoles et de paramètres. Un débouché immédiat de ce travail a été ouvert par le stage de Natacha Vidal, il s'agit d'un système de notation du sol fondé sur ces indicateurs : si la note d'un sol donné est suffisante, elle permet d'envisager ce sol comme un milieu récepteur potentiel des eaux traitées.

7830 En fonction de la nécessité ou pas d'un traitement des échantillons de sols, préalable au déroulement des essais, les indicateurs entrent dans deux catégories.

La détermination de la teneur en eau résiduelle (paramètre HR, renommé indicateur TER) et de la matière organique par calcination (paramètre MO, renommé indicateur MOC) est faite par des essais de la première catégorie, ceux qui ne nécessitent pas une préparation de l'échantillon et peuvent donc être utilisés comme indicateurs pour les trois états du sol, qu'ils soient impactés ou non impactés par les eaux usées brutes ou traitées. La MOC entre d'ailleurs comme prédicteur dans les FPTs, et la TER y entre aussi mais de façon implicite, via la corrélation avec la teneur en cailloux R_w . La TER a été contestée au sein du projet ANCRES comme trop dépendante des conditions de laboratoire mais on l'a retenue pour la raison ci-dessus.

La deuxième catégorie rassemble les paramètres qui ne peuvent rendre service que comme indicateurs pour la question de l'aptitude des sols. Les indicateurs proposés dans cette catégorie sont la texture du sol (indicateurs ARG, LIM, SAB, par sédimentométrie), la teneur en carbonates par acidification (indicateur CAC), les limites d'Atterberg (indicateurs LLI et LPL), et la surface spécifique du sol (indicateur VBM). Parmi ces propriétés, les indicateurs ARG, LIM, SAB entrent d'ailleurs comme prédicteurs dans les FPTs, accompagnant souvent la MOC. Les autres indicateurs entrent dans un système de notation de l'aptitude des sols aux fonctions d'épuration et d'évacuation, nouvel outil développé dans le projet ANCRES.

Il existe parfois une corrélation entre certains paramètres choisis comme indicateurs mais ils ne sont pas équivalents dans leur signification physique. L'influence respective entre ARG, VBM, CEC ACA, IPL, est un système complexe de relations et ces indicateurs sont complémentaires pour caractériser la double-fonction étudiée.

La sélection des indicateurs a été faite à l'issue de tests sur une diversité de sols du territoire d'étude dont les résultats ont été rapportés sous forme de tableaux. La majorité des échantillons a une matrice fine possédant une fraction argileuse notable. En appliquant la formule de Hénin aux échantillons, on s'aperçoit qu'il y a possibilité des macropores par les agrégats de l'argile, en cas de dessiccation pour tous les échantillons sauf les deux sables vrais. La surface spécifique des échantillons montre que l'argile dans le sol est de type kaolinite. On rappelle que la faible capacité d'échange cationique (CEC) de la kaolinite est associée à la faible surface spécifique de ce minéral par rapport à l'illite. L'activité des argiles (indicateur

ACA) évolue en raison inverse de la teneur en carbonate de calcium (indicateur CAC) des échantillons, qui est forte.

La présence d'argile favorise le pouvoir de rétention d'eau et de contaminants. Elle peut être le responsable de la naissance d'agrégats et de fissures qui constituent un autre niveau d'hétérogénéité dans le sol, distincte de l'hétérogénéité due aux cailloux. Par cet effet paradoxal, la présence d'argile est donc responsable de l'apparition de macropores qui favorisent l'écoulement préférentiel, diminuant ainsi l'efficacité de la rétention.

Les sols étudiés ne sont pas fortement argileux et les argiles présentes ne sont pas gonflantes, donc on aura moins de 5 mm de mouvement vertical du sol à 120 cm de profondeur. Cela nous montre que l'effet de gonflement ou retrait n'influence pas le volume du sol, donc la BD mesurée par la méthode de l'excavation à sable est toujours valable pour les états initiaux de l'humidité du sol.

La deuxième partie du chapitre des résultats concerne l'analyse des fonctions de pédotransfert (FPTs).

On a réalisé le couplage de chacune des 32 BDm0-FPTs existantes avec la BDm-FPT de Torri. En comparant les BDm prédites avec les BDm mesurées en deux points dans une colluvion, on a constaté que le couplage de la BDm0-FPT de Bernoux *et al.* (1998) avec la BD-FPT de Torri donne le meilleur résultat au point 1 et est classée treizième au point 2. De plus, la BDm0-FPT de Kaur *et al.* (2002) linéaire s.s. qui donne la meilleure BDm prédite au point 2 se retrouve à la vingtième place pour le point 1. C'est un résultat important que les deux couplages qui prédisent le mieux la BDm viennent de la catégorie I des BDm0-FPTs, celles qui ont la texture et la matière organique du sol comme prédicteurs.

L'écart moyen $BD_m - \bar{BD}_m$ pour 32 BDm0-FPTs, calculé aux points 1 puis 2, prend respectivement la valeur de -0,02 et 0,17 g/cm³. On conclut que le couplage de chacune des 32 BDm0-FPTs avec la BDm-FPT de Torri donne en moyenne une valeur prédite de $BD_m - 0,1$ g/cm³. Cet écart moyen à la valeur mesurée serait plus significatif si le nombre de points de mesure de la masse volumique apparente augmentait, mais le temps a manqué pour faire plus de mesures de ce type sur le

terrain. Il reste que cette sous-estimation par comparaison avec la mesure est forte, surtout si on examine seulement le point 2.

Selon Brakensiek et Rawls (1994), certaines propriétés physiques qui influencent la conductivité hydraulique du sol sont modifiées par la fraction des cailloux. Ces propriétés sont la masse volumique apparente du sol $BD = M / V$ (à partir de laquelle la porosité du sol est calculée) et la teneur volumique en eau du sol. La porosité disponible ou effective du sol (la porosité dans laquelle l'eau circule sous la force gravitaire) influence la conductivité hydraulique et le coefficient d'emménagement dans le sol. Dans cet article, ils ont cité l'équation 29 proposée par Mehuys *et al.* (1975) qui dit que la masse volumique apparente d'un sol se calcule rigoureusement dès que l'on sait distinguer les paramètres R_w , BD_m et BD_c . Tous les paramètres de cette équation ont été définis à la section 4.3. En suivant le protocole de l'essai d'excavation au sable, on sait justement les distinguer et les mesurer. Les résultats de nos deux essais (aux points 1 et 2) de détermination de la masse volumique apparente du sol (tableau 15) confirment pleinement la validité de cette équation et de notre méthode de mesure. Les BD-FPTs sont donc bien les responsables de la sous-estimation constatée ci-dessus.

$$BD = \frac{1}{\frac{1 - R_w}{BD_m} + \frac{R_w}{BD_c}} \quad \text{Équation 29.}$$

En raison de cette sous-estimation, on a décidé de ne pas faire de sélection à ce stade et d'employer toutes les BD_m -FPTs dans la suite du travail pour estimer le paramètre prédicteur BD_m dans les K_s -FPTs. La conductivité hydraulique estimée sera donc biaisée par la sous-estimation de BD_m .

L'évaluation de la pertinence de 3 K_s -FPTs de la catégorie I (K_s -FPT n 100, n 600 et n 1000 de Cosby, Adhikary et Ferer-Julià respectivement) pour prédire la moyenne de la conductivité hydraulique des 15 échantillons (associés aux 15 mesures Guelph), a été appelée phase 0. L'écart très grand de la K_s moyenne prédite par ces 3 K_s -FPTs avec la K_s moyenne des mesures par Guelph démontre que d'autres paramètres ou propriétés du sol influencent K_s qui ne sont pas inclus comme facteurs prédicteurs de ces 3 K_s -FPTs. Les critères statistiques indiquent que la K_s prédite par la K_s -FPT de Cosby est meilleure que les deux autres K_s -FPTs de cette catégorie : cette K_s -FPT n'a que la teneur en argile et en sable comme

prédicteurs. Elle a été établie en corrélant la texture et la conductivité hydraulique déterminée au laboratoire de 1448 échantillons de sols aux textures variées. Ici, on a utilisé cette fonction dans l'espoir de prédire la conductivité hydraulique moyenne mesurée in situ par Guelph, mais cela ne donne pas un résultat satisfaisant.

Les résultats la phase 1, pendant laquelle on a évalué les couplages Ks-FPTs de la catégorie II avec les 32 BDm0-FPTs, mettent en valeur un sous-ensemble qui compte 12 BDm0-FPTs, la meilleure étant celle de Rawls qui apparaît dans 3 couplages. D'abord, les couplages BD-Ks-FPTs n°306 et 906 (Rawls-Vereecken et Rawls-Campbell) donnent les meilleures valeurs de b (égal à 1). Les couplages de la Ks-FPT de Wösten (1997) avec 11 BD-FPTs (Adam, Perie-B, Federer-A, Tremblay, Tomasella et Hodnett, Curtis et Post, Federer, Huntington-A, Huntington-B, Perie-A, Prevost-A), donnent un ratio $b=3$ entre $\overline{K_s}$ et $\overline{K_s}^{\approx}$. Le couplage numéro 706 (Rawls-Wösten-1997) mène à un b égal à 4 qui le place juste après les autres couplages. On s'est interrogé sur la qualité comparée des BD-FPTs selon leur catégorie, i.e. selon leurs paramètres prédicteurs. Parmi ces couplages, les 5 BDm0-FPTs de Rawls (qui compte 3 fois), Adam, Perie-B, Federer-A, Tremblay, qui sont les 5 meilleures du classement, appartiennent à la catégorie III qui a la teneur en matière organique (MO) comme unique prédicteur et la masse volumique des solides BDbm et de la matière organique pure BDbo comme constantes, présentées à la section 1.5.3.3. Les 6 BDm0-FPTs de Curtis *et al.*, Federer, Huntington-A, Huntington-B, Perie-A, Prevost-A, sont des BDm0-FPTs de la catégorie II (la MO est le seul prédicteur pour cette catégorie) et seule la BDm0-FPT de Tomasella et Hodnett appartient à la catégorie I où la MO et la texture du sol jouent le rôle de prédicteurs. On conclue donc qu'il était pertinent de définir ces catégories qui aident maintenant à hiérarchiser les couplages.

Ensuite, concernant les résultats de la deuxième étape de cette phase, tous les couplages sont améliorés par l'introduction de la Torri-FPT avec une valeur fixée de $R_w = 0,5$. En particulier, le couplage Torri-BD-Ks-FPT de Rawls-Saxton_1986 (n°406-50) avec un b égal à 1 donne maintenant le meilleur résultat. En comparant le b des couplages 406 et 406-50, un effet très remarquable de la fraction des cailloux est observé. Cet effet a été observé aussi entre les couplages 806 et 806-50 (BD-Ks-

FPT et Torri-BD-Ks-FPT de Rawls-Wösten-1999). On le constate, c'est encore avec Rawls (catégorie BD3) que l'on obtient les meilleures performances.

7960 Nous avons effectué la phase 2 de cette étude en 2 étapes : la première pour évaluer l'impact de la variabilité de la teneur en cailloux R_w dans les échantillons du sol sur la variabilité de la conductivité hydraulique et faire une sélection ; la seconde pour établir une corrélation entre les R_w et les $\overline{K_s}$ par les couplages Torri-BD-Ks-FPTs sélectionnés à l'étape 2-1. L'objectif de l'étape 2-2 était de justifier grâce aux FPTs la corrélation empirique trouvée à la section 4.4.3.

Les meilleurs couplages sur le critère GMER et GSDER ont été obtenus entre la Ks-FPT de Vereecken et les Torri-BD-FPTs de Federer-B, Saxton_1986, Alexander-A, Manrique et Jones-B. Le couplage n°310 qui est le meilleur des 4 sous-estime légèrement $\overline{K_s}$ (avec un $b < 3$) et les couplages n°s 320, 323 et 329 prédisent des valeurs de la moyenne $\overline{K_s}$ qui sont très proches des valeurs de la moyenne mesurée (b proche de 1). De plus, le couplage n°914 (Torri-Tomasella et Hodnett-7970 Campbell) qui est en 5^{ème} position de l'étape 2-1 surestime légèrement $\overline{K_s}$ ($b=0,62$).

On s'aperçoit qu'à l'issue de l'étape 2-1, on a des représentantes des 3 catégories des BD_{m0}-FPTs : Saxton puis Tomasella et Hodnett, viennent de la catégorie 1, Alexander-A puis Manrique et Jones-B de la catégorie BD2, et la meilleure de toutes, Federer-A, est encore de la catégorie BD3. En appliquant la variation de R_w mesurée, la hiérarchie entre les catégories BD2 et BD3 n'est plus aussi nette qu'à la phase 1.

En appliquant les couplages sélectionnés à l'étape 2-1, les numéros 310, 320, 323 et 329, on a obtenu des R^2 égaux respectivement à 0,72, 0,88, 0,81 et 0,81 dans la corrélation à l'étape 2-2. De plus, le couplage n°914 donne un $R^2=0,77$.

7980 L'un des prédicteurs essentiel dans les couplages BD-Ks-FPT proposés est la matière organique du sol. Mais les FPTs utilisées ont été établies par leurs auteurs pour le sol organique et notre couche de sol à 80 ou 120 cm de profondeur est pauvre et n'est pas structurée comme le sol organique. La matière organique mesurée par calcination couvre d'ailleurs toutes les matières volatiles solides du sol. Donc, on a proposé des couplages (finalement, des nouvelles FPTs) pour un sol pauvre en matière organique. Par ailleurs, les eaux usées, même traitées, sont

riches en matière organique. En perspective, si on fait à l'avenir une étude approfondie de l'impact des eaux traitées sur le sol à cette profondeur, on verra la matière organique augmenter sur 10 ans ou 20 ans, on verra aussi sans doute le sol se structurer à cette profondeur, et cela fera évoluer la Ks comme le prédisent les couplages BD-Ks-FPTs.

La corrélation trouvée entre les Ks mesurées par Guelph et la teneur en cailloux Rw mesurée a confirmé les résultats des études citées au chapitre 1 sur l'influence des cailloux sur la conductivité hydraulique du sol. Le résultat de l'étape 2-2 a ensuite montré que pour chacun des 5 couplages sélectionnés par l'étape 2-1, on retrouve une corrélation entre les 6 Ks prédites et les 6 valeurs de Rw mesurées. Cela justifie la corrélation trouvée à la section 4.4.3.

A la phase 3, une analyse paramétrique de propagation des erreurs de mesure de teneur en matière organique et de teneur en sable dans les échantillons dans la conductivité hydraulique prédite par chaque Ks-FPT (catégorie I et II) est faite par la méthode de Monte Carlo. Cela a pour but d'affiner les résultats obtenus dans les phases précédentes. Les résultats de l'analyse démontrent que l'erreur finale pour les couplages nos 310, 320, 323, 329 et 914 est respectivement 19 %, 7 %, 16 %, 11 % et 15 %. On conclue que l'erreur totale n'est pas considérable et que, en termes de valorisation, le degré de confiance sera fort quand on utilisera les couplages sélectionnés pour ce type de sol complexe.

Comme la conductivité est une conséquence macroscopique de la résistance à l'écoulement offerte par la porosité du sol (Childs, 1969) à toutes les échelles, et puisque les fragments des cailloux influencent directement la porosité et la tortuosité (Brakensiek et Rawls, 1994), la corrélation démontrée de deux façons ci-dessus est un résultat important. Cet effet a préalablement été suggéré par des nombreuses études, mais pas de façon quantitative.

En contradiction avec cette idée, Brakensiek et Rawls (1994) ont analysé l'effet des cailloux sur Ks, en développant l'équation proposée par Peck et Watson (1979) pour le sable : ils ont proposé les équations 30 et 31 :

$$\frac{K_s}{K_{s/m}} = \frac{1 - R_w}{1 - \frac{R_w}{4}} \quad \text{Équation 30.}$$

Si $\frac{R_w}{4} \ll 1$ alors :

$$\frac{K_s}{K_{s/m}} = 1 - R_w$$

Équation 31.

8020 où K_s et $K_{s/m}$ sont respectivement la conductivité hydraulique du sol contenant les cailloux et la conductivité hydraulique de la matrice du sol.

8030 D'après ces équations, la fraction des cailloux aurait un effet négatif sur la conductivité hydraulique. Bouwer et Rice (1984) ont testé l'équation de Peck et Watson avec une colonne de sol qui était un mélange de cailloux et de sable. Ils ont constaté que l'équation 31 prédit la conductivité mesurée, en particulier aux fractions de gravier plus élevées. Donc, cette théorie est valable pour les sols sableux grossiers qui contiennent une fraction de cailloux. Le comportement des sols fins contenant des cailloux est différent de celui des sols sableux. Les résultats de ces auteurs ont été obtenus par des modèles physiques au laboratoire qui ne peuvent pas simuler l'effet des cailloux sur la diminution du degré de compaction in situ de la matrice du sol. De plus, cette théorie n'a pas tenu compte de l'impact des cailloux sur la masse volumique apparente de la matrice du sol et de ce fait, sur la porosité complémentaire produite à l'interface entre les cailloux et la matrice du sol.

8040 Selon Hénin (1976), aucune expérience systématique n'avait auparavant précisé l'action des constituants de type gravier ou cailloux sur la fissuration. Mais il démontre qu'à priori, les cailloux ont un effet positif dès que la terre est fissurable (présence d'argile). En effet, pour une perte d'eau homogène (dans un sol homogène), le retrait est proportionnel à la longueur de l'échantillon. Si l'on compare deux tracés rectilignes verticaux parcourant une motte, l'un de longueur L rencontrant uniquement de la terre fine, l'autre de même longueur rencontrant un caillou sur une longueur L_c , la contraction devient $(a \cdot L)$ dans un cas et $a \cdot (L - L_c)$ dans l'autre. Il y a un retrait différentiel, donc rupture verticalement.

Tous les phénomènes sur lesquels on a discuté dans la thèse (l'existence des cailloux, la présence d'argile, avec leurs effets) créent des macropores interconnectés et orientés globalement verticalement. Ils constituent un espace poreux de circulation préférentielle de l'eau qui explique l'existence de flux rapides et hétérogènes que l'on observe dans certains types de sol et leur conductivité

hydraulique élevée in situ. Passant par ces circuits, un contaminant pourra progresser rapidement et plus loin dans les aquifères. L'écoulement préférentiel a une implication majeure dans la circulation des flux polluants dans le sol.

8050

CONCLUSION GENERALE

Concernant le choix de la filière d'ANC à mettre en place sur une parcelle, le DTU 64.1 mis à jour en août 2013 préconise des seuils pour la conductivité hydraulique du sol mesurée par le test Porchet, seulement dans le cas de l'épandage, donc en fonction épuration. Mais il n'existe pas une méthodologie ou un outil par lequel on peut évaluer le potentiel du sol pour accepter un dispositif d'ANC, qui implique aussi la fonction évacuation des eaux traitées. Il y a donc une nécessité de développer une méthodologie pour évaluer l'aptitude d'un sol pour installer une filière d'ANC. Il en faudrait une autre pour évaluer l'impact de l'infiltration des eaux usées traitées sur le sol sous-jacent, mais c'est une autre histoire. Le rôle de la thèse dans le projet ANCRES était d'assurer la compréhension physique du milieu récepteur, le sol, alors qu'une autre équipe a étudié l'impact physico-chimique des eaux usées traitées sur le sol. Pour cela, il a fallu connaître ses propriétés texturales et structurales contrôlant son pouvoir épurateur et évacuateur. La problématique s'est focalisée sur le processus de l'infiltration imposée par un massif filtrant d'ANC dans un sol caillouteux hétérogène.

Le chapitre 2 a été consacré à une présentation descriptive de la pédologie du territoire d'étude, en zoomant de l'échelle du département (Yonne, France) à celle de la parcelle habitée. Suite au positionnement du site pilote d'assainissement non collectif au pied d'un versant, on a identifié là un type de sol hétérogène et complexe, caillouteux, une colluvion qui n'était pas cartographiée sur la carte géologique BRGM de cette région et sur laquelle on focalise la thèse. En termes de lithologie, le site pilote est à la base des calcaires du Portlandien (J9) superposés aux marnes du Kimméridgien (J8). On a mis en évidence la représentativité du site pilote en cartographiant cette formation de sol particulière, sur des critères géomorphologiques et à l'aide d'un SIG, travail effectué pour la thèse avec une stagiaire du Cnam.

Sur le territoire d'étude, on a récupéré une quinzaine d'échantillons de sols variés. Une quinzaine d'échantillons du sol du site pilote, et des essais d'infiltration par l'appareil Guelph ont été réalisés. Parmi une batterie d'essais qui ont été examinés, 6 essais ont été choisis pour être appliqués de façon systématique dans l'objectif de tester leur intérêt comme indicateurs d'aptitude du sol pour l'ANC. On a proposé la teneur en eau résiduelle, la texture des particules fine par

sedimentométrie (Argile, < 2 microns ; Limon, 2-50 microns ; Sable, > 50 microns), la teneur en carbonate de calcium (calcimétrie), la teneur en matière organique par calcination, les limites d'Atterberg, la surface spécifique du sol par l'adsorption de bleu de méthylène (méthode de la tâche) et la conductivité hydraulique du sol par l'appareil Guelph, comme indicateurs pour évaluer le potentiel du sol à l'égard de l'infiltration des eaux usées traitées.

8090 On a eu pour but de relier la conductivité hydraulique à ces indicateurs. Afin de prendre en compte le rôle de la masse volumique apparente qui est un paramètre important du sol pour l'aération et l'infiltration de l'eau dans les sols complexes (caillouteux avec une matrice fine), nous avons développé une méthodologie. Dans cette méthodologie on estime la teneur en cailloux du sol par la relation établie avec la teneur en eau résiduelle du sol et ensuite, en utilisant la teneur en cailloux, la texture et la matière organique du sol, on estime la masse volumique apparente du sol (par des BD-FPTs) puis la conductivité hydraulique (K_s) du sol par les couplages des fonctions de pédotransfert (BD- K_s -FPT). Pour les couplages proposés comme les meilleurs, il y a la matière organique comme un prédicteur. En perspective, si on fait à l'avenir une étude approfondie de l'impact des eaux traitées sur le sol à cette

8100 profondeur, on verra la matière organique augmenter sur 10 ans ou 20 ans, on verra aussi sans doute le sol se structurer à cette profondeur, et cela fera évoluer la K_s comme le prédisent les couplages BD- K_s -FPTs.

Les résultats immédiats du travail fait sur les indicateurs dans cette thèse, résultats exploités et approfondis dans le cadre de stages, sont :

- Un système de notation qui est une aide à la prise de décision pour le choix d'une filière ANC, en particulier pour le SPANC, service public de l'ANC.
 - Une base de données qui fournit une aide à la gestion de l'aptitude des sols pour les gestionnaires de la région étudiée. Les paramètres de la base de données (K_s , résultats de laboratoire, fonction de pédotransfert...) permettent d'effectuer un zonage en termes d'assainissement non collectif. Par exemple dans le cas d'une demande de financement à l'agence de l'eau par un gestionnaire, cette base
- 8110

fournit les informations nécessaires pour savoir si la construction d'une filière ANC est en adéquation avec le sol et le régime des nappes.

- Un prototype de SIG a été créé et est actuellement en cours de développement. Il fournit une aide à la décision pour les usagers afin qu'ils aient connaissance des caractéristiques de leur terrain et de la possibilité de réaliser un ANC chez eux.

8120

De plus, selon une méthodologie détaillée dans la thèse, un site réel d'ANC de filière filtre à sable non drainé a été instrumenté par une série de capteurs pour mesurer les paramètres hydrodynamiques du sol. On a parallèlement installé une série de plaques poreuses à 2 profondeurs sous le massif filtrant pour prélever l'eau interstitielle du sol, ce qui a permis à une autre équipe du projet d'avancer sur l'évaluation de la fonction épuratoire et de l'impact.

8130

L'analyse des variations de la succion et de la teneur en eau sous le massif filtrant du site pilote pendant les périodes non pluvieuses révèle l'existence de pics journaliers cycliques à cause de l'infiltration des eaux usées traitées de la maison. La nappe ne fluctue pas pendant ces périodes donc le transfert des eaux infiltrées vers la nappe n'est pas assez rapide pour que l'on puisse suivre le processus de recharge, ce qui justifie d'avoir installé les sondes de succion et de teneur en eau. En revanche, l'analyse des données enregistrées montre la réaction rapide de la nappe à la pluie. Pendant la période pluvieuse (et toujours en présence de rejet d'eau usée), la réaction non uniforme des tensiomètres selon leur position sous le massif filtrant suggère l'existence de passages pour un écoulement préférentiel dans le sol sous-jacent. En démontrant le régime hydrique cyclique imposé par le fonctionnement du dispositif ANC, on trouve que l'essai d'infiltration le plus adapté pour présenter cette sollicitation est l'essai Guelph. Cet essai crée un bulbe saturé dans un milieu non saturé pour mesurer la conductivité hydraulique à saturation du sol, ce qui représente bien l'envoi intermittent d'eau de la maison par petits volumes successifs.

8140

La phase préparatoire de l'essai Porchet nécessite une saturation du sol au moins de 24 heures qui assurerait une saturation complète de la zone (en formant un grand bulbe, mais à ce stade, ce n'est plus un bulbe) sous le trou de l'essai. Donc ce « bulbe » envahit forcément un espace bien plus grand que le Guelph et atteint des

couches différentes du sol avec des structures variées (par exemple des macropores géants). De plus, il est difficile de respecter la charge constante exigée dans le protocole à cause de l'état non stable de la saturation. Donc, cet essai n'est pas représentatif d'un écoulement intermittent d'eau imposé par un dispositif d'ANC.

8150

L'étude bibliographique montre que l'existence des cailloux (> 2 mm) crée une discontinuité dans le sol qui s'apparaît en forme d'une porosité supplémentaire. Cette porosité se classe dans la catégorie des macropores structuraux qui est différente des autres types de macropores comme ceux créés par l'agrégat du sol ou l'activité organique (les vers de terre et les racines) mais quand même ils peuvent se combiner. De plus, ces macropores sont plus grands que ceux associés à la texture de la matrice du sol : donc, le mouvement de l'eau à travers les macropores, une fois initié, est beaucoup plus rapide (écoulement préférentiel) que l'équilibrage des potentiels dans un volume équivalent de la matrice du sol.

8160

Par une approche quantitative des mesures de la conductivité hydraulique in situ et de la teneur en cailloux du sol au laboratoire, on a trouvé une relation linéaire entre la conductivité hydraulique et la fraction des cailloux d'un sol complexe qui met en évidence l'influence directe des cailloux sur la conductivité hydraulique du sol naturel. Ces cailloux sont très poreux et n'adsorbent pas d'humidité. Donc, ils ne contribuent pas à l'humidité résiduelle du sol. Les macropores créés par la présence des cailloux dans le sol ne peuvent donc pas participer à la rétention de l'eau mais ils ont un rôle principal sur le transfert de l'eau dans le sol.

De plus, une méthodologie en quatre phases (Figure 107) a été développée pour évaluer la capacité prédictive d'une dizaine des fonctions de pédotransfert (Ks-FPT). Cette méthodologie en quatre phases n'a pas été trouvée dans la littérature mais est élaborée pour les besoins de la thèse. En comparant les Ks obtenues par la première catégorie de Ks-FPT et les Ks mesurées, on a été conduit à faire l'hypothèse d'un effet majeur des macropores qui provoquerait un écoulement préférentiel dans le sol. Cette hypothèse s'est trouvée validée par les calculs de la phase 2 qui, en prenant en compte la teneur en cailloux via le transformateur de Torri, a considérablement amélioré le pouvoir prédictif des couplages TBD-Ks-FPTs. La phase 3 a démontré qu'utiliser les FPTs pour estimer la conductivité hydraulique est pratique et ne provoque pas une expansion problématique des erreurs de mesure. Les résultats mettent en évidence l'influence de l'hétérogénéité spatiale de

8170

8180 la distribution des cailloux dans le sol sur la distribution de la conductivité hydraulique du sol. Suite à cette évaluation, on a valorisé un petit nombre de couplages des fonctions de pédotransfert existantes pour prédire la conductivité hydraulique du sol caillouteux biphasique et pour chaque couplage sélectionné, on a mentionné l'erreur probable propagée provenant de l'erreur de mesure pour les paramètres texturaux.

8190 Finalement, les résultats de la thèse montrent que dans la colluvion, bien que la matrice du sol soit fine, la conductivité hydraulique mesurée est plus élevée qu'attendu. Cela démontre que la fraction des cailloux dans le sol joue un rôle essentiel en accélérant l'évacuation des eaux usées traitées et aussi l'eau pluviale vers les couches sous-jacentes, et finalement vers la nappe. Cette propriété serait un point fort pour la fonction de transfert du sol et on peut en déduire une méthode pour améliorer la capacité de transfert de l'eau des sols lourds dans les projets d'aménagement urbain ou périurbain : l'ajout de graviers et graves calcaires par mélange au sol en place. Comme une certaine sollicitation de la matrice fine du sol est utile pour l'épuration ou pour la rétention de l'eau, il faudrait rechercher un mélange adéquat, en adaptant la teneur en cailloux selon la texture de la matrice du sol, pour arriver à un compromis entre les deux types de la conductivité hydraulique (matricielle et de macropore) et répondre aux besoins techniques exprimés.

8200 On conclut que cette expérimentation, unique en son genre, a été utile pour évaluer la fonction de rétention / transfert de l'eau dans le sol recevant les eaux usées traitées. On a identifié les paramètres prédictifs pertinents et les relations empiriques qui permettent de faire l'économie de nombreux essais d'eau, ainsi que les erreurs associées à ces relations. On en a déduit une méthode d'amélioration du sol en place pour développer la fonction de transfert. On a montré par plusieurs arguments et mesures l'existence d'un mode préférentiel d'écoulement qui remet en perspective la problématique de l'efficacité épuratoire du sol et de l'impact sur la nappe.

8210

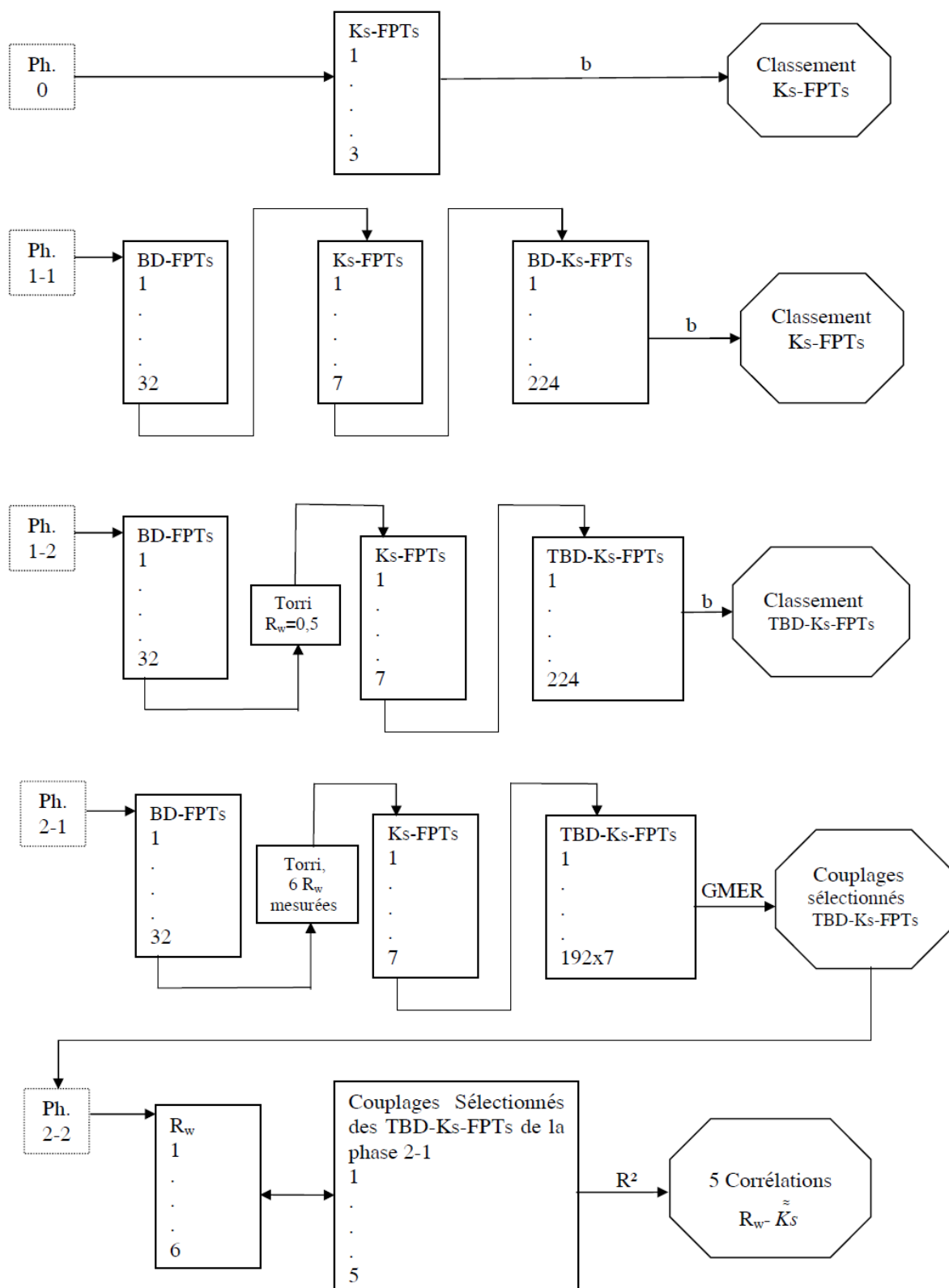


Figure 107. Schéma conceptuel de la procédure en 4 phases de l'évaluation des FPTs.

PERSPECTIVES

8220 Ce travail a permis de caractériser le fonctionnement du dispositif de l'assainissement non collectif et le sol sous-jacent d'un point de vue hydro-pédologique du sol. La conception et l'instrumentation d'un site réel d'ANC pour le suivi hydro-chimique et aussi la méthodologie développée en 4 phases pour évaluer le rôle des cailloux sur la conductivité hydraulique afin d'adopter des couplages de fonctions de pédotransfert étaient les points importants de l'originalité de cette thèse. Cette étude a fourni des éléments supplémentaires de base et de compréhension sur le sol et son potentiel pour installer un dispositif d'assainissement non collectif et plusieurs perspectives sont envisagées pour enrichir ce travail. L'objectif serait d'établir une méthode pertinente pour estimer la conductivité hydraulique du sol qui considère le rôle des cailloux, pour une diversité plus vaste de sols. Cela serait un outil d'aide pour les scientifiques, les usagers et aussi les gestionnaires, comme le
8230 SPANC, pour la décision sur la faisabilité de l'ANC.

Vu le temps limité et les contraintes qui ont existé pendant la thèse, il reste nécessaire dans la continuité de faire plus des essais de mesure de la conductivité hydraulique par l'appareil Guelph et de déterminer la texture et la fraction des cailloux pour d'abord, vérifier la validité de la corrélation $K_s=f(R_w)$ trouvée dans la thèse pour les sols hétérogènes et de plus, pour évaluer la fiabilité des couplages sélectionnés de TBD- K_s -FPT. Cette étude complémentaire renforcerait la crédibilité du travail réalisé.

8240 La relation entre le taux d'évaporation et la teneur en cailloux dans le sol est une piste de recherche très intéressante qui serait une étude complémentaire de la corrélation trouvée entre la teneur en eau résiduelle du sol et la teneur en cailloux. Les résultats de cette étude seront utiles pour l'évaluation de la fonction de rétention du sol et aussi la conductivité hydraulique non saturée. Une étude par l'utilisation d'une série des tensiomètres (au moins 3) à des profondeurs différentes dans un profil de sol est proposée pour estimer la conductivité hydraulique à saturation et aussi l'évolution hydrodynamique du sol.

Pour mieux comprendre le processus par lequel les cailloux créent des macropores dans le sol et aussi trouver un mélange optimum qui assure en même temps la fonction de transfert et d'épuration, un travail de type de modèle physique au laboratoire est proposé en annexe. Ce travail pourrait s'effectuer dans des

8250 colonnes de sol avec des proportions différentes de matrice-cailloux (de 0 à x %) et aussi avec des degrés de compactage différents qui seraient alimentées par des eaux de qualités différentes. L'impact du vieillissement des mélanges, le régime non saturé et saturé sur le développement des macropores, et de ce fait les chemins préférentiels dans le sol sont les résultats à atteindre par cette expérimentation. Ce travail serait accompagné par une simulation numérique avec un modèle de double porosité pour développer la modélisation avec plus de scénarios.

REFERENCES

- 8260 Adams, W.A. (1973). *The effect of organic matter on the bulk and true densities of some uncultivated podzolic soils*. J. Soil Sci., v. 24, pp. 10-17.
- Adhikary, P.P., D, Chakraborty, N, Kalra, C.B. Sachdev, K. Patra, S. Kumar, R.K. Tomar, P, Chandna, D, Raghav, K, Agrawal, et M. Sehgal. (2008). *Pedotransfer functions for predicting the hydraulic properties of Indian soils*. Australian Journal of Soil Research. v. 46, pp. 476-484
- AFNOR NF ISO 10694, Juin (1995). *Sols : reconnaissance et essais. Détermination de la teneur pondérale en matières organiques d'un matériau ; méthode par calcination*.
- AFNOR NF ISO 11272. Septembre (1998). *Détermination de la masse volumique apparente sèche*.
- 8270 AFNOR NF ISO 11465, Août (1994). *Détermination de la teneur en eau pondéral en matière sèche et en eau, Méthode gravimétrique*.
- AFNOR NF P 94-057. Mars (1996). *Analyse granulométrique est faite par la méthode par sédimentation*.
- AFNOR NF P 94-057. Mars (1996). *Analyse granulométrique est faite par la méthode par sédimentation*.
- AFNOR XP P 94-041. Décembre (1995). *Identification granulométrique- Méthode de tamisage par voie humide*.
- AFNOR XP P 94-047, Décembre (1998), *Qualité du sol- Détermination de la teneur en carbonate-méthode volumétrique*.
- 8280 AFNOR, NF EN ISO 14688-2, avril (2005). *Dénomination, description et classification des sols*.
- AFNOR, NF P94-051, Mars (1993). *Sols : reconnaissance et essais - Détermination des limites d'Atterberg - Limite de liquidité à la coupelle - Limite de plasticité au rouleau*.
- AFNOR, NF P94-051, Mars, (1993). *Sols : reconnaissance et essais - Détermination des limites d'Atterberg - Limite de liquidité à la coupelle - Limite de plasticité au rouleau*.
- AFNOR, NF P94-068, Octobre (1998). *Mesure de la capacité d'adsorption de bleu de méthylène d'un sol ou d'un matériau rocheux*.
- 8290 Al Majou, H., A. Bruand, O. Duval, I. Cousin. (2007). *Comparaison de fonctions de pédotransfert nationales et européennes pour prédire les propriétés de rétention en eau des sols*. Étude et Gestion des Sols. v. 14, no. 2, pp. 103-116.
- Alexander, EB. (1980). *Bulk density of California soils in relation to other soil properties*. Soil Science Society of America Journal. v. 44, pp. 689-692.
- Allaire, S.E., S.B. Stéphanie, A.J. Cessna. (2009). *Quantifying preferential flow in soils: A review of different techniques*. Journal of Hydrology. v. 378, pp. 179-204.

- 8300 Allison, S.D, J.D. Jastrow, (2006). Activities of extracellular enzymes in physically isolated fractions of restored grassland soils. *Soil Biology & Biochemistry*. V. 38, pp. 3245-3256.
- Angulo-Jaramillo, R., J.P. Gaudet, J. Chastanet, J.M. Côme, S. Kaskassian, V. Barthes, D. Getto, S. Szenknect, F. Decung, M. Krimissa. (2009). Evaluation des temps de transfert, dans la zone non saturée des sols, de contaminants dissous ou particuliers. *Projet de recherche ANR entre LTHE, BURGEAP, CEA et EDF, France*. 106 p.
- 8310 Arrouays, D., M. Jamagne. (1993). Sur la possibilité d'estimer les propriétés de rétention en eau de sols limoneux lessivés hydromorphes du Sud-Ouest de la France à partir de leurs caractéristiques de constitution. *C. R. Acad. Agric. Fr.* v. 79, no.1, pp. 111-121.
- Arshad, M.A., B. Lowery, B. Grossman. (1996): Physical tests for monitoring soil quality. In: J.W. Doran et A.J. Jones(eds.) *Methods for assessing soil quality*, Soil Sci. Soc. Am. Spec. Publ. v. 49, pp.123-142, SSSA, Madison, WI, USA.
- Baetens, J.M., K. Verbist, W.M. Cornelis, D. Gabriels, G. Soto. (2009). On the influence of coarse fragments on soil water retention. *Water Resources Research*. v. 45. pp. 1-14.
- Baize, D. (1988). Les « terres à cailloux » des plateaux calcaires du Barrois et de Bourgogne. *Action agronomie Champagne-Ardenne*. . 57 p.
- 8320 Baize, D. (2000). *Guide des analyses en pédologie*. Edition INRA, Paris, 257 p.
- Baize, D. (2010). *Fonction de pédotransfert*, article publié sur le site internet de l'Inra. <http://mots-agronomie.inra.fr>.
- Baize, D. J.P. Voilliot. (1993). Petites régions naturelles et "paysages pédologiques" de l'Yonne: carte à 1/200 000. INRA - Service d'étude des sols et de la carte pédologique de France. 191 p.
- Baize, D., L. Bellanger, R. Tomassone. (2009). Relationships between concentrations of trace metals in wheat grains and soil. *Agronomy for Sustainable Development*. v. 29, pp. 297-312.
- 8330 Baize, D., R. Tomassone. (2005). Prédiction de la teneur en cadmium du grain de blé tendre à partir de mesures sur échantillons de sols. *Journées techniques "Transfert des polluants des sols vers les végétaux cultivés et les animaux d'élevage – Outils pour l'évaluation des risques sanitaires"*. ADEME Paris, pp. 5-14.
- Bastet, G., A. Bruand, P. Quétin, I. Cousin. (1998). Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT). Une analyse bibliographique. *Étude et Gestion des Sols*. v. 5, no. 1, pp. 7-28.
- 8340 Baveye, P., C.W. Boast. (1998). Concepts of "fractals" in soil science: demixing apples and oranges. *Soil Science Society of America Journal*. v. 62, pp. 1469-1470.
- Bazin, I., A. Gadai, E. Touraud et B. Roig. (2010). Hydroxy Benzoate Preservatives (Parabens) in the Environment: Data for Environmental Toxicity Assessment. *Environmental Pollution*, v. 16, pp. 245-257.

- Beal, C., E. Gardner et N. Menzies. (2005). "Process, performance, and pollution potential: A review of septic tank-soil absorption systems." *Australian Journal of Soil Research* v. 43, pp. 781-802.
- Bengtsson, L. et M. Enell. (1986). Chemical analysis. In Berglund, B. E. (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, pp. 423-451.
- 8350 Benites, V., M. Pedro, L.O.A. Machado, C.C. Elaine Fidalgo, R. E. Beáta E.M. (2007). Pedotransfer functions for estimating soil bulk density from existing soil survey reports in Brazil. *Geoderma*. v. 139, no. 1-2, pp. 90-97.
- Bergaya, F., B.K.G. Theng et G. Lagaly. (2005). *Handbook of clay science*. Elsevier, 1195 p. section, 341-347.
- Bernoux, M., D. Arrouays, C. Cerri, B. Volkoff, C. Jolivet. (1998). Bulk densities of Brazilian Amazon soils related to other soil properties. *Soil Science Society of America Journal*. v. 162, pp. 743-749.
- Beuselinck, L., G. Govers, J. Poesen, G. Degraer, L. Froyen. (1998). Grain-size analysis laser diffractometry: Comparison with the sieve-pipette method. *Catena*, v. 32, pp. 193-208.
- 8360 Beven, K., et P. Germann. (1982). Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*. v. 18, pp. 1311-1325.
- Bigorre, F. (2000). *Influence de la pédogenèse et de l'usage des sols sur leurs propriétés physiques. Mécanismes d'évolution et éléments de prévision. Thèse. Université de Nancy.*
- Bitton, G., O.C. Pancorbo, et S.R. Farrah. (1984). Virus transport and survival after land application of sewage sludges. *Appl. Environ. Microbiol.* v. 47, pp. 905-909.
- 8370 Blake, G.R., et K.H. Hartge. (1986): Bulk Density. *Methods of Soil Analysis, Part 1*, Soil Sci. Soc. Am., pp. 363-376, Madison, WI, USA.
- Bloemen, W. (1980). Calculation of hydraulic conductivities of soils from texture and organic matter content. *Z. Pflanzenern-r. Bodenkd.* v. 43, pp. 58-605.
- Bohren, C.F.; D.R. Huffman. (1983). *Absorption and scattering of light by small particles*. New York: John Wiley.
- Borchardt, M.A., P.D. Bertz, S.K. Spencer et D.A. Battigelli (2003b). Incidence of enteric viruses in groundwater from household wells in Wisconsin. *Applied and Environmental Microbiology*. v. 69, no. 2, pp. 1172-1180.
- Borchardt, M.A., P.H. Chyou, E.O. DeVries et E.A. Belongia (2003a). "Septic system density and infectious diarrhea in a defined population of children." *Environmental Health Perspectives*. v. 111, pp. 742-748.
- 8380 Bouma, J. (1986). Using soil survey information to characterize the soil-water state. *European Journal of Soil Science*. v. 37, pp. 1-7.
- Bouma, J. (1989). Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Advances in Soil Science*. v. 9, pp. 177-213.
- Bouma, J., H.A.J. van Lanen. (1987). Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualities. In: *Quantified land evaluation*

- procedures, *Proc. international workshop on quantified land evaluation procedures*. Washington, DC.
- 8390 Bouma, J., W. A. Ziebell, W. G. Walker, P. G. Olcott, E. McCoy et F.D. Hole. (1972). Soil absorption of septic tank effluent. *University of Wisconsin. v. Circular n°20. University of Wisconsin*.
- Bouwer, H. et R.C. Rice. (1984). Hydraulic properties of stony vadose zones. *Ground Water*, v. 22, no. 6, pp. 696-705.
- Bouwer, H.(1966) .Rapid field measurement of air-entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis. *Water Resour. Res.* v. 2, pp. 729-738.
- Brakensiek, D.L., W.J. Rawls, et G.R.Stephenson. (1984). Modifying SCS hydrologic soil groups and curve numbers for rangeland soils. *ASAE Paper No. PNR-84-203, St. Joseph, Mich*.
- 8400 Brakensiek, D.L., W.J. Rawls. (1994). Soil containing rock fragments: effects on infiltration. *Catena*. v. 23, pp. 99-110.
- Brigand, S. et C. Lesieur. (2008). *Assainissement non collectif. Le moniteur*. Paris. 267 p.
- Brisson, N., B. Mary, D. Ripoche, M.H. Jeuffroy, F. Ruget, B. Nicoullaud, P. Gate, F. Devienne-Baret, R. Antonioletti, C. Durr, G. Richard, N. Beaudoin, S. Recous, X. Tayot, D. Plenet, P. Cellier, J.M. Machet, J.M. Meynard, R. Delécolle. (1998). STICS: a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances: I. Theory and parameterization applied to wheat and corn. *Agronomie*. v. 18, pp. 311-346.
- 8410 Brisson, N., F. Ruget, P. Gate, J. Lorgeou, B. Nicoullaud, X. Tayot, D. Plenet, M.H. Jeuffroy, A. Bouthier, D. Ripoche, B. Mary, E. Justes. (2002). STICS: a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances: II. Model validation for wheat and maize. *Agronomie* v. 22, pp. 69-92.
- Broadbent, F.E. (1953). The soil organic fraction. *Adv. Agron.*, v. 5, pp. 153-183.
- Bruand, A. (1990). Improved prediction of water-retention properties of clayey soils by pedological stratification. *J. Soil Sci.* v. 41, pp. 491-497.
- 8420 Bruand, A., D. Tessier, D. Baize. (1988). Propriétés de rétention en eau des sols argileux : importance de l'organisation de la phase argileuse. *C.R. Acad. Sciences. Paris*, t. 307, série III : pp. 1937-1941.
- Bruand, A., O. Duval, I. Cousin I. (2004). Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à partir de la base de données SOLHYDRO : une première proposition combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente. *Étude et Gestion des Sols*. v. 11, pp. 323-334.
- Bruand, A., P. Pérez Fernandez, O. Duval. (2003). Use of class pedotransfer functions based on texture and bulk density of clods to generate water retention curves. *Soil Use and Management*. v. 19, pp. 232-242.

- 8430 Brunauer, S., P.H. Emmett, et E. Teller. (1938). Adsorption of Gases in Multi-Molecular Layers. *Journal of the American Chemical Society*, v. 60, pp. 309-319.
- Buurman P., Th. Pape, C.C. Muggler. (1997). Laser grain-size determination in soil genetic studies. 1. Practical problems. *Soil Sci.* v. 162, pp. 211-218.
- Calafat, A. M., X.Y. Ye, L.Y. Wong, B. A.M. et L.L. Needham. (2010). Urinary Concentrations of Four Parabens in the US Population: NHANES 2005-2006. *ENVIRONMENTAL HEALTH PERSPECTIVES*. v. 118, pp. 679-685.
- Calafat, A., J. Weuve, X. Ye et R. Hauser. (2009). Exposure to Bisphenol A and Other Phenols in Neonatal Intensive Care Unit Premature Infants. *ENVIRONMENTAL HEALTH PERSPECTIVES*. v. 117, pp. 639-644.
- 8440 Calvet, R. (2003) *Le sol; Propriétés et Fonctions*. Edition France Agricole, Paris, 2 Tomes.
- Cambouris, A.N., M.C. Nolin, B.J. Zebarth, M.R. Laverdière. (2006). Soil management zones delineated by electrical conductivity to characterize spatial and temporal variations in potato yield and soil properties. *American Journal of Potato Research*. v. 83, pp. 381-395.
- Cameira, M.R., R.M. Fernando, et L.S. Pereira. (2003). Soil macropore dynamics affected by tillage and irrigation for a silty loam alluvial soil in southern Portugal. *Soil & Tillage Research*. v. 70, pp. 131-140.
- 8450 Campbell C.S. (1985). *Soil Physics With Basic*. Elsevier , New York. 149 pp.
- Campbell, G.S. (1974). A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Sci.* v. 117, pp. 311-314.
- Campbell, G.S. (1985). *Soil Physics with BASIC. Transport Models for Soil-Plant Systems Developments in Soil Science*. v. 14. Elsevier, Amsterdam.
- Camuzard, J.P. (2004). *Le sol, un milieu complexe au pouvoir épurateur limité*. ENGREF Paris.
- Canosa, P., I. Rodríguez, E. Rubí, N. Negreira et R. Cela. (2006). Formation of halogenated byproducts of parabens in chlorinated water. *Analytica Chimica Acta*. v. 575, pp. 106-113.
- 8460 Cassel, D.K, A. Bauer. (1975). Spatial variability in soils below depth of tillage. *Soil Science Society of America Journal*. v. 39, pp. 247-250.
- Cassel, D.K. (1983). Spatial and temporal variability of soil physical properties following tillage of Norfolk loamy sand. *Soil Science Society of America Journal*. v. 47, pp. 196-201.
- Cemagref, (2006-2009). *Analyse de micropollutants prioritaires et Émergents dans le Rejets et les Eaux Superficielles (AMPERES) ANR grant, France*.
- Chabaud, S. (2007). *Influence du biofim sur les performances des systèmes de traitement par infiltration dans le sol : application à l'assainissement non collectif*. Thèse de doctorat. Université de Nantes.
- 8470 Chandler, D.S., I. Farran et J.A. Graven. (1981). Persistence and distribution of pollution indicator bacteria on land used for disposal of piggery effluent. *Appl Environ. Microbiol.* v. 42, pp. 453-460.

- Chen, C., R.J. Wagenet. (1992). *Simulation of water and chemicals in macropore soils. 1. Representation of the equivalent macropore influence and its effect on soilwater flow. Journal of Hydrology. v. 130, pp. 105–126.*
- Chen, M. (1988). *Pollution of ground water by nutrients and fecal coliforms from lakeshore septic tank systems. Water, Air, and Soil Pollution. v. 37, pp. 407-417.*
- 8480 Chenu, C. et B. Coll. (2008). *Mise au point d'outils de prévision de l'évolution de la stabilité de la structure de sols sous l'effet de la gestion organique des sols (programme MOST).*
- Childs, E.C. (1969). *The Physical Basis of Soil Water Phenomena. Wiley, London, 274 p.*
- Childs, S., A.L. Flint. (1990). *Physical properties of forest soils containing rock fragments. In: Weetman, R.F. Powers (Ed.), Sustained Productivity of Forest Soils. University of British Columbia, Vancouver, pp. 95–121.*
- Chocat, B. (1997). *Encyclopédie de l'hydrologie urbaine et de l'assainissement. Edition Tec & Doc, Lavoisier, Paris.*
- 8490 Chossat, J.C. (2005). *La mesure de la conductivité hydraulique dans les sols ; choix des méthodes. Edition Tec and DOC, Lavoisier, Paris. pp. 720.*
- Chris, M. (2010). *Microcontaminants in wastewater treatment plants : status in Canada. Trent University.*
- Chu, Y., Y. Jin, M. Flury, et M.V. Yates (2001). *Mechanisms of virus removal during transport in unsaturated porous media. Water Resources Res. v. 37, pp. 253–263.*
- Conn, K., L. B. Barber, G. K. Brown et R. L. Siegrist (2006). *"Occurrence and fate of organic contaminants during onsite wastewater treatment." Environ. Sci. Technol. v. 40, pp. 7358-7366.*
- 8500 Corapcioglu, M.Y. et A. Haridas. (1984). *Transport and fate of microorganisms in porous media: A theoretical investigation, J. Hydrol. v. 72, pp. 149-169.*
- Cosby, B.J., G.M. Homberger, R.B. Clapp, et T.R. Ginn. (1984). *A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. Water Resour. Res. v. 20, pp. 682-690.*
- Cousin I., B. Nicoullaud. et C. Coutadeur. (2003). *Influence of rock fragments on the water retention and water percolation in calcareous soil. Catena. v. 53, pp. 97-114.*
- Coutadeur, C., B. Cousin, B. Nicoullaud. (2000a). *Influence de la phase caillouteuse sur la réserve en eau des sols. Cas des sols de Petite Beauce du Loiret. Étude et Gestion des Sols. v. 7, no. 3, pp. 191–205.*
- 8510 Coutadeur, C., B. Cousin, B. Nicoullaud. (2000b). *Influence de la phase caillouteuse sur la réserve en eau des sols. Cas des sols de Petite Beauce du Loiret. Etude et Gestion des Sols. v. 7, no. 3, pp. 191–205.*
- Crane, S.R., J.A. Moore, M.E. Grismer, et J.R. Miner. (1983). *Bacterial pollution from agricultural sources: A Review. Trans. of ASAE. v. 26, no. 3, pp. 858-866.*

- Cunningham, A.B., D.J. Crawford, W.G. Characklis. (1988). Modeling microbial transport in porous media. *Wat. Sci. Tech.* v. 20, pp. 509–511.
- 8520 Curtis, R.O., et B.W. Post. (1964). Estimating bulk density from organic matter content in some vermont forest soils. *Soil Science Society of America Proceedings.* v. 28, pp. 285-286.
- Darbre, P. et A.K. Charles. (2010). Environmental Oestrogens and Breast Cancer: Evidence for Combined Involvement of Dietary, Household and Cosmetic Xenoestrogens. *Anticancer Research.* v. 30, pp. 815-827.
- Darbre, P. et P. Harvey. (2008). Paraben esters: review of recent studies of endocrine toxicity, absorption, esterase and human exposure, and discussion of potential human health risks. *Journal of Applied Toxicology.* v. 28, pp. 561-578.
- 8530 Darby, J., G. Tchobanoglous, M.A. Nor, et D. Maciolek. (1996). Shallow intermittent sand filtration performance evaluation. *Small Flows Journal* v. 2, no. 1, pp. 3-15.
- Dasog, G.S., D.F. Acton, A.R. Mermut, E. De Jong, (1988). Shrink-swell potential and cracking in clay soils of Saskatchewan. *Can. J. Soil Sci.* v. 68, pp. 251-260.
- David, MB. (1988). Use of loss-on-ignition to assess soil organic carbon in forest soils. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* v. 19, pp.1593-1599.
- Dawes, L. et Goonetilleke, A. (2003). An Investigation into the role of site and soil characteristics in onsite sewage treatment. *Environmental Geology.* v. 44, no. 4, pp. 467-77.
- 8540 De Kimpe, C.R., M.R. Laverdiere, Y.A. Martel, (1979). Surface area and exchange capacity of clay in relation to the mineralogical composition of gleysolic soils. *Can. J. Soil Sci.* v. 59, pp.
- De Rooij, G.H. (2000). Modeling fingered flow of water in soils owing to wetting front instability: a review. *Journal of Hydrology.* v. 231, pp. 277-294.
- Dean, W. E. Jr. (1974). Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *J. Sed. Petrol.* v. 44, pp. 242–248.
- Derruau, M. (1998). *Précis de géomorphologie.* Edition Masson. 7è édition, Paris. 536 p.
- 8550 Diren de la Bourgogne, (2008). *Atlas des paysages de l'Yonne.* Agence Bertrand Follea. France, 76 p.
- Drew, L.A. (1973). Bulk Density Estimation Based on Organic Matter Content of Some Minnesota Soils. *Minnestota Forestry Research Notes.* 243 p.
- Drewry, WA. Et R. Eliassen. (1968). Vitus movement in groundwater. *J. Water pollut. Control Fed.* v. 40. pp. 257-271.
- Elie, N. et R. Lionel. (2007). Les parabens; Utilisation et toxicité.
- Elrick, D.E., W.D. Reynolds, et K.A. Tan. (1989). Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses. *Groundwater Monitoring and Remediation.* v. 9, Issue 3, pp. 184-193.

- 8560 Emerick, R.W., R.M. Test, G. Tchohanglous, et J. Darby. (1997). *Shallow Intermittent Sand Filtration: Microorganism Removal*. *Small Flows Journal*. v. 3, no. 1, pp. 12-22.
- Erickson, J. et E.J. Tyler. (2000). *Soil Oxygen Delivery to Wastewater Infiltration Surfaces*. In: *NOWRA 2000 Conference Proceedings*. National Onsite Wastewater Recycle Association. 632 Main Street, Laurel, MD 20707. pp. 91-96.
- Eriksson, E., H.R. Andersen, T. S. Madsen et A. Ledin. (2009). *Greywater pollution variability and loadings*. *Ecological Engineering*. v. 35, pp. 661-669.
- 8570 Everts, C.J. et R.S. Kanwar. (1988). *Quantifying Preferential Flow to a Tile Line with Tracers*. *Proc. Amer. Soc. Agricul. Eng. Paper No. 88-2635*, St Joseph, MI, pp. 15.
- FAO, (2006). *Guidelines for soil description*. Rome, 109 pp.
- Farrar, D.M., J. Coleman, (1967). *The correlation of surface area with other properties of nineteen British clay soils*. *J. Soil. Sci.*, v. 18, no. 1, pp. 118-124.
- Federer, C.A. (1983). *Nitrogen mineralization and nitrification: Depth variation in four New England forest soils*. *Soil Science Society of America Journal*. v. 47, pp. 1008-1014.
- 8580 Federer, C.A., D.E. Turcotte, et C.T. Smith. (1993). *The organic fraction-bulk density relationship and the expression of nutrient content in forest soils*. *Can. J. For. Res.* v. 23, pp. 1026-1032.
- Fekpe, ESK., K.Tsidzi et JKA. Bamfo. (1992). *Percolation testing and soil evaluation for waste water treatment*. *Proc. Inst. Civ. Eng. Munic? Eng.* v. 93. pp. 93-99.
- Ferrer, I. et E.M. Thurman. (2002). *Liquid chromatography/time-of-flight/mass spectrometry (LC/TOF/MS) for the analysis of emerging contaminants*. *Trends in Analytical Chemistry*, v. 22, pp. 750-756.
- 8590 Ferrer-Julià, M., T. Estrela Monreal, A. Sánchez del Corral Jiménez et E. García Meléndez. (2004). *Constructing a saturated hydraulic conductivity map of Spain using pedotransfer functions and spatial prediction*. *Geoderma*. v. 123, pp. 275-277.
- Ferrero, A., B. Usowicz, J. Lipiec. (2005). *Effects of tractor traffic on spatial variability of soil strength and water content in grass covered and cultivated sloping vineyard*. *Soil & Tillage Research*. v. 84, pp. 127-138.
- Fiès, J.C., N. De Louvigny, et A. Chanzy. (2002). *The role of stones in soil water retention*. *Eur. J. Soil Sci.* v. 53, pp. 95-104.
- Fityus, S.G., D.W. Smith, A.M. Jennar. (2000). *Surface Area Using Methylene Blue Adsorption As A Measure Of Soil Expansivity*. *Proc. Int. Conf. on Geotechnical & geological Engineering*.
- 8600 Flury, M, Flüher H, Jury WA, Leuenberger J (1994). *Susceptibility of soils to preferential flow of water: a field study*. *Water Resour. Res.* 30: 1945-1954.

- Flury, M., M.V. Yates, et W.A. Jury. (1999). Numerical analysis of the effect of the lower boundary condition on solute transport in lysimeters. *Soil Sci. Soc. Am. J.* v. 63, pp. 1493–1499.
- 8610 Fontes, D.E., A.L. Mills, G.M. Hornberger, G.M. et J.S. Herman. (1991). Physical and chemical factors influencing transport of microorganisms through porous media. *Appl. Environ. Microbiol.* v. 57, pp. 2473-2481.
- Fourie, AB. et MB, van Ryneveld. (1995). the fate in the subsurface of contaminants associated with on-site sanitation: A review. *Water SA*, v. 21, no. 2, pp. 101-111.
- Gallichand J., C.A. Madramootoo, P. Enright, S.F. Barrington. (1990). An evaluation of the Guelph permeameter for measuring saturated hydraulic conductivity. *A.S.A.E.* v. 33, no. 4, pp. 1179-1184.
- Gallichand, J., C.A. Madramootoo, P. Enright, S.F. Barrington. (1990). An evaluation of the Guelph permeameter for measuring saturated hydraulic conductivity. *A.S.C.E.*, v. 33, no. 4, pp. 1179-1184.
- 8620 Gannon J.T., V.B. Manilal, M. Alexander. (1991a). Relationship between Cell Surface Properties and Transport of Bacteria through Soil. *Appl Environ Microbiol.* v. 57, no. 1. pp. 190–193.
- Gannon, J.T, Y. Tan, P. Baveye et M. Alexander. (1991b). Effect of sodium chloride on transport of bacteria in a saturated aquifer material. *Appl. Environ. Microbiol.* v.57, pp. 2497-2507.
- Gardner, W.R. (1958). Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with applications to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, v. 85, no. 4, pp. 228-232.
- Gaucher, G. (1968) - *Traité de pédologie agricole. Le sol.* Dunod.
- 8630 Geary, P.M. et J. H. Whitehead. (2001). Groundwater Contamination from On-site Domestic Wastewater Management Systems in a Coastal Catchment. In: *Proceedings of the Ninth National Symposium on Individual and Small Community Sewage Systems, Fort Worth, Texas, American Society of Agricultural Engineers.*
- Gee, G.W. et D. Or. (2002). Particle-Size Analysis.” In JH Dane et GC Topp (eds.), *Methods of Soil Analysis Part 4 Physical Methods.* pp. 255-293, Soil Science Society of America, Inc. Madison, Wisconsin.
- Gerba, C.P. et B.H. Keswick. (1981). Survival et Transport of Enteric Viruses et Bacteria in Groundwater. v. 17, pp. 511-515.
- 8640 Gerba, C.P. et G. Bitton. (1984). Microbial Pollutants: Their Survival et Transport Pattern to Groundwater. in G. Bitton et C. P. Gerba, *Groundwater Pollution Microbiology*, John Wiley & Sons, Inc., New York, pp. 65-88.
- Gerba, C.P., C. Wallis, et J.L. Melnick. (1975). The fate of wastewater bacteria et viruses in soil. *Jr. Irrig. Drain. Div. ASCE* v. 101, pp. 157-174.
- Gerba, C.P., et J.B. Rose. (1990). Viruses in source et drinking water. In: *Drinking Water Microbiology.* (G.A. McFeters, ed.) Science Tech., Inc., Madison, WI, (2005). pp. 380-396.

- Germann, P.F., L. Di Pietro. (1999). Scales et dimensions of momentum dissipation during preferential flow in soils. *Water Resources Research*. v. 35, pp. 1443-1454.
- 8650 Gintanau, S.H. (2011). Application of Guelph permeameter and double-ring infiltrometer for determination of field permeability values. Bachelor of civil engineering report. University of Technology Malaysia.
- Gomella, C., H. Guerree. (1978). *Le traitement des eaux publiques, industrielles et privées*. Edition Eyrolles Paris, pp. 262.
- Gougoussis, C. (1982). Assainissement individuel et aptitude des sols à l'élimination et à l'épuration des effluents domestiques. Document du BRGM, pp. 38.
- Goyal S.M., B.H. Keswick, et C.P. Gerba. (1984). Viruses in groundwater beneath sewage irrigated cropland. *Water Res.* v. 18, pp. 299-302.
- 8660 Gras, R. (1957). Relations entre l'humidité équivalente et la granulométrie du sol. In : Rapport interne, Dépt. d'Agronomie de l'I.N.R.A.
- Greco, R. (2002). Preferential flow in macroporous swelling soil with internal catchment: model development et applications. *Journal of Hydrology*. v. 269, pp. 150-168.
- Grela, R., D. Xanthoulis, J.M. Marcoen, M. Lemineur, M. Wauthelet. (2004). *L'infiltration des eaux usées épurées. Guide pratique. Convention d'étude entre la FUSAG, l'INASEP et la DGRNE «Etude de méthodes et d'outils d'aide à la décision pour la planification et la mise en œuvre de systèmes d'épuration individuelle ou groupée »*, 29 p.
- 8670 Grunnet K. et S.W. Olesen. (1979). Disappearance of microorganisms by infiltration and percolation of sewage. *Prog. Wat. Tech.*, v. 11, no. (4/5), pp. 473-481.
- Guide agro-environnemental de fertilisation (1999)., ministère de l'Environnement du Québec. Publication gouvernementale provinciale ou d'état
- Gummaa, G.S. (1978). Spatial variability of in situ available water. PhD Thesis, University of Arizona, AZ, USA.
- Gupta, N., R.P. Rudra, G. Parkin. (2006). Analysis of spatial variability of hydraulic conductivity at field scale. *Canadian biosystems engineering*. v. 48, pp. 55-62.
- 8680 Guyon, Cr. (1967). *L'Equipement Agricole no spécial Assainissement*. p. 39.
- Gwenzi, W., C. Hinz, K. Holmes, I.R. Phillips, et I.J. Mullins. (2011). Fieldscale spatial variability of saturated hydraulic conductivity on a recently constructed artificial ecosystem. *Geoderma*, v. 166, pp. 43–56.
- Hagedorn, C., E.L. McCoy, et T.M. Rahe (1981). The potential for ground water contamination from septic effluents. *J. Environ. Qual.*, v. 10, pp. 1–8.
- Hanson, C.T., R. Blevins. (1979). Soil water in coarse fragments. *Soil Science Society of America Journal*. v. 43, pp. 819– 820.

- 8690 Hariston, J. E. (1995). *On-site sewage treatment, planning for a septic system, Alabama Cooperative Extension System, Alabama.*
- Harvey, P.W. et P. Darbre. (2004). *Endocrine disrupters et human health: Could oestrogenic chemicals in body care cosmetics adversely affect breast cancer incidence in women? A review of evidence et call for further research. Journal of applied Toxicology. v. 24, pp. 167-176.*
- Harvey, P.W. et S.P. Garabedian. (1991). *Use of colloid filtration theory in modelling movement of bacteria transport in a sandy aquifer. Environ. Sci. Technol. v. 25, pp. 178-185*
- 8700 Healy, K. A. et R. Laak. (1974). *Site evaluation et design of seepage fields. Journal of the Environmental Engineering Division, ASCE 100 EES, pp. 1133-1146.*
- Hendrickx, J.M.H., L.W. Dekker, M.H. Bannink, et H.C. Ommen. (1988). *Significance of soil survey for agrohydrological studies. Agric. Water Management, v. 14, pp. 195-208.*
- Hendrickx, J.M.H., M. Flury. (2001). *Uniform et preferential flow mechanisms in the vadose zone. In: National Committee for Rock Mechanics (Eds.), Conceptual Models of Flow et Transport in the Fractured Vadose Zone. National Academic Press, Washington, DC, USA, pp. 149–187.*
- Hénin, S. (1976). *Cours de physique du sol. Orstom Edition, Paris. Documentation technique, n. 28. Volume 1.*
- 8710 Hillel, D. (2004). *Introduction to environmental soil physics. Elsevier academic press. Les Etats-Unis, 511 p.*
- Hossaini, A., J.J. Larsen et J.C. Larsen. (2000). *Lack of oestrogenic effects of food preservatives (parabens) in uterotrophic assays. Food and Chemical Toxicology. v. 38, pp. 319-323.*
- Hua, J., P. An, J. Winter et C. Gallert. (2003). *Elimination of COD, microorganisms et pharmaceuticals from sewage by trickling through sandy soil below leaking sewers. Water Research. v. 37, pp. 4395-4404.*
- 8720 Huntington, T.G., C.E. Johnson, A.H. Johnson, T.G. Siccama, D.F. Ryan. (1989). *Carbon, organic matter and bulk density relationship in a forested spodosol. Soil Science. v. 148, pp. 380-386.*
- Huysman, E et W. Verstraete. (1993). *Water facilitated transport of bacteria in unsaturated soil columns influence of inoculation and irrigation methods Soil Biol. Biochem. v. 25, no. 1, pp. 83-90.*
- Hygnstrom, J.R., O.S. Skipton, W. Woldt. (2011). *Residential Onsite Waterwater Treatment: The Role of Soil. Institute of Agriculture and Natural Resources, Lincoln Extension, University of Nebraska. 4 p.*
- Jacobsen, O.H., P. Moldrup, C. Larsen, L. Konnerup et L. W. Petersen. (1997). *Particle ransport in macropores of undisturbed soil columns. J. Hydrol. v. 196, pp. 185-203.*
- 8730 Jain, T.B., R.T. Graham, et D.L. Adams, (1997). *Carbon to organic matter rations for soils in Rocky Mountain coniferous forests, J. Soil Sci. Soc. Am., v. 61, pp. 1190 – 1195.*

- Jamagne, M., R. Bétrémieux, J.C. Bégon, A. Mori. (1977). Quelques données sur la variabilité dans le milieu naturel de la réserve en eau des sols. *Bull. Tech. Information du Min. de l'Agriculture*. Pp. 324-325.
- Jamieson, R.C., R.J. Gordon, K.E. Sharples, G.W. Stratton, et A. Madani. (2002). Movement and persistence of fecal bacteria in agricultural soils and subsurface drainage water: a review. *Canadian Biosystems Engineering*. v. 44, pp. 101-109.
- 8740 Janjua, N.R., H. Frederiksen, N.E. Skakkebæk, H.C. Wulf et A.M. Andersson. (2008). Urinary excretion of phthalates and paraben after repeated whole body topical application in humans. *International journal of andrology*, v. 31, pp. 118-136.
- Jarvis, N.J., K.G. Villholth, B. Ulen. (1999). Modelling particle mobilization and leaching in macroporous soil. *European Journal of Soil Science*. v. 50, pp. 621-632.
- Jayarathne, R., S. Yuen, M.A. Connor, P. Pivonka, A. Pharoah. (2010). A case study of on-site soil absorption systems in Australia. *Water management. Manuscript Draft. WATER-D-11-00029*
- 8750 Jeffrey, DW. (1970). A note on the use of ignition loss as a means for the approximate estimation of soil bulk density. *Journal of Ecology*. v. 58, pp. 297-299.
- Jenssen, P. D. et R. L. Siegrist. (1990). Technology assessment of wastewater treatment by soil infiltration systems. *Water Science and Technology*. v. 22, pp. 83-92.
- Jin, Y., Y. Chu, et Y. Li, (2000). Virus removal and transport in saturated and unsaturated sand columns, *J. Contam. Hydrol.*, v. 43, pp. 111-128.
- Kamaya, Y., Y. Fukaya et K. Suzuki. (2005). Acute toxicity of benzoic acids to the crustacean *Daphnia magna*. *Chemosphere*, v. 59, pp. 255-261.
- 8760 Kaur, R., Kumar S. et Gurung H.P. (2002). A pedo-transfer function (PTF) for estimating soil bulk density from basic soil data and its comparison with existing PTFs. *Australian Journal of Soil Research*, 40(5), 847-858.
- Kawaguchi, M., K. Irie, K. Morohoshi, G. Watanabe, K. Taya, M. Morita, Y. Kondo, H. mai & T. Himi. (2009a). Maternal isobutyl-paraben exposure alters anxiety and passive avoidance test performance in adult male rats. *Neuroscience Research*. v. 65, pp. 136-140.
- Kawaguchi, M., K. Morohoshi, H. Imai, M. Morita, N. Kato & T. Himi. (2010). Maternal Exposure to Isobutyl-Paraben Impairs Social Recognition in Adult Female Rats. *Experimental Animals*. v. 59, pp. 631-635.
- 8770 Kawaguchi, M., K. Morohoshi, J. Masuda, G. Watanabe, M. Morita, H. Imai, K. Taya et T. Himi. (2009b). Maternal Isobutyl-Paraben Exposure decreases the Plasma Corticosterone Level in Dams and Sensitivity to Estrogen in Female Offspring Rats. *Journal of Veterinary Medical Science*. v. 71, pp. 1027-1033.
- Keswick, B.H., D. Wang, et C.P. Gerba. (1982). The Use of Microorganisms as Ground-Water Tracers: A Review. *Ground Water*. v. 20, pp. 142-149.

- Keswick, B.H., et C.P. Gerba. (1980). *Viruses in groundwater*. *Environ. Sci. Technol.* v. 14, pp. 1290-1297.
- 8780 Khaleel, R., K.R. Reddy et M.R. Overcash. (1980). *Transport of potential pollutants in runoff water from land areas receiving animal wastes: A review*. *Water Res.* v. 14, pp. 421-436.
- Konert, M. et J. Vandenberghe. (1997) *Comparison of laser grain-size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction*. *Sedimentology*, v. 44, pp. 523- 535.
- Kott, Y., N. Roze, S. Sperber, et N. Betzer. (1974). *Bacteriophages as viral pollution indicators*. *Water Res.* v. 8, pp. 165–177.
- Kumada, K. (1987). *Chemistry of soil organic matter*. Japan Scientific Academic Press. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands.
- 8790 Laak, R. (1970). *Influence of domestic wastewater pretreatment on soil clogging*. *Journal of Water Pollution Control Federation*. v. 42, pp. 1495-1500.
- Laak, R. (1976). *Pollutant loads from plumbing fixtures and pretreatment to control soil clogging*. *Environmental Health*. v. 39, pp. 48-50.
- Laegdsmand, M., K.G. Villholth, M. Ullum et K.H. Jensen. (1999). *Processes of oloid obilization and transport in macroporous soil monoliths*. *Geoderma*: pp. 33-59.
- Lakel, A. (2000). *Assainissement autonome: Aperçu règlementaire et état de la technique*. *Revue Technique du Bâtiment*. v. 196, pp. 19-30.
- 8800 Lambe, T.W., et Whitman, R.V. (1969). *Soil Mechanics*. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Lance, J.C., C.P. Gerba et D. S. Wang. (1982). *Comparative movement of different entroviruses in soil columns*. *J. Environ. QuaL.* v. 11, pp. 347-351.
- Lance, J.C., et C.P. Gerba. (1984). *Virus movement in soil during saturated and unsaturated flow*. *Appl. Environ. Microbiol.* v. 47, pp. 335–341.
- Lassabatère, L., R. Angulo-Jaramillo, J.M. Soria Ugalde, R. Cuenca, I. Braud, et R. Haverkamp. (2006). *Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments—BEST*. *Soil Sci. Soc. Am. J.* v. 70, pp. 521–532.
- 8810 Laubel, A., O.H. Jacobsen, B. Kronvang, R. Grant et H.E. Andersen. (1999). *ubsurface drainage loss of particles and phosphorus from field plot experiments and a itle-drained catchment*. *J. Environ. Qual.* v. 28, pp. 576-584.
- Lawes, J.B., J.H. Gilbert, et R. Warington. (1982). *On the amount and composition of the rain and drainage water collected at Rothamsted*. Williams, Clowes ans Sons Ltd., London.
- Lee, D.M., D.W. Reynolds, D.E. Elrick, B.E. Clothier. (1985). *A comparison of three methods for measuring saturated hydraulic conductivity*. *Can. J. Soil Sci.* v. 65, pp. 653-573.

- 8820 Lee, D.M., D.W. Reynolds, D.E. Elrick, B.E. Clothier. (1985). A comparison of three methods for measuring saturated hydraulic conductivity. *Can. J. Soil Sci.* v. 65, pp. 653-573.
- Lee, J., N. Thu Phung, I. S. Chang, B. H. Kim et H. C. Sung. (2003). Use of acetate for enrichment of electrocheically active microorganisms and their 16S rDNA analyses. *FEMS Microbiology Letters.* v. 223, pp. 185-191.
- Legrand, J. (2012). Description, identification et classification des sols. Dossier. Edition Techniques de l'ingénieur. Paris. 19 p.
- 8830 Lemièrre, B., J.J. Seguin, C. Le Guern, D. Guyonnet, Ph. Baranger, D. Darmendrail, P. Conil. (2001). Guide sur les comportements des polluants dans les sols et les nappes. Applications dans un contexte d'évaluation détaillée des risques pour les ressources en eau. Document public, BRGM. 177 p.
- Leonaviciute, N. (2000). Predicting soil bulk and particle densities by soils. pedotransfer functions from existing soil data in Lithuania. *Geo-Williams, R.J.B.* 1970.
- Lewis, WJ., SSD. Foster et BS. Drasar. (1980). The risk of groundwater pollution by on-site sanitation in developing countries: A literature review. IRCWD Report, NO 01/82. International Reference Centre for Wastes Disposal (IRCWD, Duebendorf, Switzerland).
- 8840 Libardi, P.C., K. Reinhardt, D.R. Nielsen, et J.W. Biggar. (1980) Simple field methods for estimating soil hydraulics conductivity. *Soil Science Society of America Journal.* v. 44, pp. 3–6.
- Liénard, A., H. Guellaf et C. Boutin. (2001). Choice of the sand for sand filter used for secondary treatment of wastewater. *Water Science and Technology,* v. 44, pp. 189 196.
- Lin, H., X. Zhou. (2008). Evidence of subsurface preferential flow using soil hydrologic monitoring in the Shale Hills catchment. *European Journal of Soil Science.* v. 59, pp. 34–49.
- 8850 Liu W., Ou ZQ, Ying PF (2001). Soil macropores and their research methodology. *Chin. J. Appl. Ecol.* 12(3): 465-468.
- Loomis, G.W. (1996). Soil based wastewater treatment. Dept. of Natural Resources Science. NC state university. USA.
- Lowther, J.R., P.J. Smethurst, J.C. Carlyle, et E.K.S. Niambar. (1990). Methods for determining organic carbon in podzolic sands. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* v. 21, pp. 457-470.
- Luckham, P.F. & Rossi S. (1999) The colloidal and rheological properties of bentonite suspensions. *Advances in Colloid and Interface Science.* v. 82, pp. 43-92.
- 8860 Mackay, D.M., P.V. Robets, et J.A. Cherry. (1985). transport of organic contaminants in groundwater: a critical review. *Environ. Sci. Technol.* v. 19, pp. 384-392.
- Maillard, K. (1998). Les filtres à sables verticaux en assainissement autonome regroupé. Thèse de doctorat. Université de Rennes.

- Masten, A. S. (2005). *Butylparaben, Review of Toxicological Literature*. U.S Department of Health and Human Services.
- Mathieu, C., F. Pielain. (1998). *Analyse physique des sols, , TEC et DOC*, Paris, 95 p.
- 8870 Matthess, G. et A. Pekdeger. (1981). *Concepts of a Survival and Transport Model of Pathogenic Bacteria and Viruses in Groundwater*. In W. van Duijvenbooden, P. Glasbergen, et H. van Lelyveld (eds.), *Studies in Environmental Science*. v. 17, Elsevier Scientific Publ. Co., The Netherlands, pp. 427-438.
- Matthess, G., A. Pekdeger, et J. Schroeter. (1988). *Persistence and transport of bacteria and viruses in groundwater - A conceptual evaluation*, *J. Contam. Hydrol.* v. 2, pp. 171-188.
- McCoy, E.L. et C. Hagedorn. (1979). *Quantitatively tracing bacterial transport in saturated soil systems*. *Water, Air, and Soil Pollution*. v. 11, pp. 467-479.
- 8880 McDonnell, J.J., (1990). *The influence of macropores on debris flow initiation*. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*. v. 23, pp. 325-331.
- McKay, L.D., W.E. Sanford et J.M. Strong. (2000). *Field-scale migration of colloidal racers in a fractured shale saprolite*. *Ground Water*. v. 38, no. 1, pp. 139-147.
- Meeker, J. D., T. Yang, X. Ye, A. M. Calafat et R. Hauser. (2011). *Urinary Concentrations of Parabens and Serum Hormone Levels, Semen Quality Parameters, and Sperm DNA Damage*. *Environmental Health Perspectives*. v. 119, pp. 252-257.
- 8890 Mehuys, G.R., L.H. Stolzy, J. Letey, et I.V. Weeks. (1975). *Effects of stones on the hydraulic conductivity of relatively dry desert soils*. *Soil Sci. Am. Proc.*, v. 39, pp. 37-42.
- Mercoiret L. (2010). *Qualité des eaux usées domestiques produites par les petites collectivités*. EPANC, CEMAGREF. pp. 55.
- Miller, F. P. et D. C. Wolf. (1975). *Renovation of sewage effluents by the soil*. Presented at the 2nd National Conference of Individual onsite wastewater systems, National Sanitation Foundation and USEPA.
- Mohanty, B.P., R.S. Kanwar, et C.J. Everts. (1994). *Comparison of saturated hydraulic conductivity measurement methods for a glacial-till soil*. *Soil Sci. Soc. Am. J.* v. 58, pp. 672–677.
- 8900 Moore, R. (1991). *The chemical and mineralogical controls upon the residual strength of pure and natural clays*. *Geotechnique*, v. 41, no. 1, pp. 35-47.
- Mosaddeghi, M.R., A.A. Mahboubi, S. Zandsalimi. (2009). *Influence of organic waste type and soil structure on the bacterial filtration rates in unsaturated intact soil columns*. *Journal of Environmental Management* v. 90, pp. 730–739.
- Mubarak, I., R. Angulo-Jarmillo, J.C. Mailhol, P. Ruelle, M.R. Khaledian et M. Vaulin. (2010). *Spatial analysis of surface hydraulic properties : Is*

- infiltration method-dependent ?. *Agricultural Water Management*. v. 97, no. 10, pp. 1517-1526.
- 8910 Muhunthan, B. (1991). Liquid limit and surface area of clays. *Geotechnique*. v. 41, no. 1, pp. 135-138.
- Müller S. (2007). *Estimation du flux dans la zone non saturée*. Office fédéral de l'environnement (OFEV). Confédération Suisse, 52 p.
- Muller, A.M. (1989). *The evaluation and health impact of on-site sanitation*. M.Sc. (Eng) dissertation, University of Witwatersrand.
- Muñoz-Carpena, R., A. Ritter, D.D. Bosch. (2005). Field methods for measuring soil water status. In: Álvarez-Benedí, J., R. Muñoz-Carpena, (Eds.), *Soil–Water– Solute Process Characterization – An Integrated Approach*. CRC Press, Boca Raton, FL, USA, pp. 167–193.
- Murray, H.H. (2007). *Applied clay mineralogy*. Elsevier. USA. 189 p.
- 8920 Musy, A. et M. Soutter. (1991). *Physique du sol*. Presses polytechniques et Universitaires Romandes. Lausanne. p. 345 p.
- Nakagawa, Y. et P. Moldéus. (1998). Mechanism of p-Hydroxybenzoate Ester-induced Mitochondrial Dysfunction and Cytotoxicity in Isolated Rat Hepatocytes. *Biochemical Pharmacology*, v. 55, pp. 1907-1914.
- Newman, A.C.D. (1983). The specific surface of soils determined by water sorption. *J. Soil Sci.* v. 34, pp. 23-32.
- Nielsen, D.R., J.W. Biggar, K.T. Erh. (1973). Spatial variability of field measured soil water properties. *Hilgardia*. v. 42, pp. 215-259.
- 8930 Oishi, S. (2001). Effects of butyl paraben on the male reproductive system. *Toxicology and Industrial Health*, 17, 31-39. --- (2002). Effects of propyl paraben on the male reproductive system. *Food and Chemical Toxicology*, v. 40, pp. 1807-1813.
- Okubo, T., Y. Yokoyama, K. Kano et I. Kano. (2001). ER-dependent estrogenic activity of parabens assessed by proliferation of human breast cancer MCF-7 cells and expression of ERα and PR. *Food and Chemical Toxicology*, v. 39, pp. 1225-1232.
- Osty, P.L. (1971). Influence des conditions du sol sur son humidité à pF 3. *Ann. Agron.* v. 22, no. 4, pp. 451-476.
- 8940 Otis, R. J. (1985) .Soil clogging: mechanisms and control. Presented at the 4th National Symposium on Individual and Small Community Sewage Systems, ASAE Publication.
- Paige, G.B., D. Hillel. (1993) Comparaison of three methods for assessing soil hydraulic properties. *Soil Science*, v. 155, n. 3, pp. 175-189.
- Peck, A.J. et J.D. Watson. (1979). Hydraulic conductivity and flow in non-uniform soil. In: *Workshop on Soil Physics and Field Heterogeneity*. CSIRO Div. of Environmental Mechanics, Canberra, pp. 31-39.
- Pekdeger, A. et G. Matthess. (1983). Factors of bacteria and virus transport in groundwater *Environ. Geol.* v. 5, pp. 49-52.

- 8950 Pell, M. et F. Nyberg. (1989). Infiltration of wastewater in a newly started pilot sandfilter system: I. Reduction of organic matter and phosphorus. *Journal of Environmental Quality*. v. 18, pp. 451-457.
- Périé C. et R. Ouimet. (2008). Organic carbon, organic matter and bulk density relationships in boreal forest soils. *Canadian Journal of Soil Science*. v. 88, pp. 315-325.
- Perillo, C.A., S.C. Gupta, E.A. Nater, et J.F. Moncrief. (1999). Prevalence and initiation of preferential flow paths in a sandy loam with argillic horizon. *Geoderma*. v. 89, pp. 307-331.
- Peter, C.J., J.B. Weber. (1985). Adsorption, mobility and efficacy of metribuzin as influenced by soil properties. *Weed Sci*. v. 33, pp. 868-873.
- 8960 Petersen, L.W., P. Moldrup, O.H. Jacobsen, D.E. Rolston, (1996). Relations between specific surface area and soil physical and chemical properties. *Soil Sci*. v. 161, no. 1, pp. 9-21.
- Philip, H. (1983). La fosse septique en assainissement individuel. Caractéristiques et mécanismes de l'épuration. Effets des bioactivateurs. Thèse de doctorat. Université de Montpellier I.
- Philip, J.R. (1985). Approximate analysis of the borehole perméamètre in unsaturated soil. *Water Resour. Res.*, v. 21, no. 7, pp. 1025-1033.
- Pilgrim, D.H. et D.D. Huff. (1983). Suspended sediment in rapid subsurface stormflow on a large field plot. *Earth Surf. Proc. Landforms*. v. 8, pp. 451-463.
- 8970 Poesen, J., et H. Lavee. (1994). Rock fragments in topsoils: Significance and processes. *Catena*. v. 23, pp. 1-28.
- Poletika, N.N., W.A. Jury, et M.V. Yates. (1995). Transport of bromide, simazine, and MS-2 coliphage in a lysimeter containing undisturbed, unsaturated soil. *Water Resour. Res*. v. 31, pp. 801-810.
- Post, W.M. et K.C. Kwon, (2000). Soil carbon sequestration and land-use change: processes and potential. *Global Change Biol*. v. 6, pp. 317-327.
- Powelson, D.K., et C.P. Gerba. (1994). Viral removal from sewage effluents during saturated and unsaturated flow through soil columns. *Water Research*. v. 28, pp. 2175-2181.
- 8980 Powelson, D.K., J.R. Simpson, et C.P. Gerba. (1990). Virus transport and survival in saturated and unsaturated flow through soil columns. *J. Environ. Qual*. v. 19, pp. 396-401.
- Prévost, M. (2004). Predicting Soil Properties from Organic Matter Content following Mechanical Site Preparation of Forest Soils. *SSSAJ*. v. 68, no. 3, pp. 943-949.
- Pugazhendhi, D., G.S. Pope et P.D. Darbre. (2005). Oestrogenic activity of p-hydroxybenzoic acid (common metabolite of paraben esters) and methylparaben in human breast cancer cell lines. *Journal of Applied Toxicology*, v. 25, pp. 301-309.
- 8990 Quigley, R.M., A.J. Sethis,,P. Boonsinsuk, D.E. Sheeren, et R.N. Yong. (1985). *Geologic Controls on Soil Composition and Properties, Lake Ojibway Clay*

Plain, Matagami, Quebec. *Canadian Geotechnical Journal*, v. 22, pp. 491-500.

Rasoulzadeh, A. (2011). *Estimating Hydraulic Conductivity Using Pedotransfer Functions, Hydraulic Conductivity - Issues, Determination and Applications*, Prof. Lakshmanan Elango (Ed.), ISBN: 978-953-307-288-3, InTech.

9000

Ravina, I., et J. Magier, (1984). Hydraulic conductivity and water retention of clay soils containing coarse fragments. *Soil Science Society of America Journal*. v. 48, pp. 736–740.

Ravina, I., et J. Magier. (1984). Hydraulic conductivity and water retention of clay soils containing coarse fragments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* v. 48, pp. 736-740.

Rawls, W. J. et D.L. Brakensiek. (1985). Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In: E. Jones et T. J. Ward (eds.) *Watershed Management in the Eighties, Proceedings of a symposium ASCE*. v. 30, pp. 293-299.

9010

Rawls, W.J. (1983) Estimating soil bulk density from particle size analysis and organic matter content. *Soil Science*. v. 135, pp. 123-125.

Reed, S.C. (1979). *Health Aspects of Land Treatment*, GPO 1979-657-093/7086, U.S. Environmental Protection Agency, Center for Environmental Research Information, Cincinnati, OH.

Revol, Ph., P. Kosuth, P. Ruelle, J.L. Thony, G. Vachaud et M. Vachaud. (1996). Caractérisation hydrodynamiques des sols par infiltration axisymétrique : comparaison au champ de plusieurs approches. *Milieux poreux et transferts hydriques*. v. 295, no. 33-34, pp. 27-38.

9020

Reynolds, W.D. et D.E. Elrick. (1985). In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity sorptivity and the (α)-parameter using the Guelph permeameter. *Soil Science*, v. 140, no. 4, pp. 292-302.

Reynolds, W.D. et D.E. Elrick. (1987). A laboratory and numerical assessment of the Guelph permeameter method.. *Soil Science*, v. 144, n. 4, pp. 282-292.

Reynolds, W.D., B.T. Bowman, R.R. Brunke, C.F. Drury, et C.S. Tan. (2000). Comparison of tension infiltrometer, pressure infiltrometer, and soil core estimates of saturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* v. 64, pp. 478– 484.

9030

Reynolds, W.D., D.E. Elrick et G.C. Topp. (1983). A re-examination of constant head well perméamètre method for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table. *Soil Sci.*, v. 136, no. 4, pp. 250-268.

Rezanezhad, F., H.J. Vogel, K. Roth. (2006). Experimental study of fingered flow through initially dry sand. *Hydrology and Earth System Science Discussions*. v. 3, pp. 2595-2620.

Rice, R.C., D.B. Jaynes et R.S. Brown. (1988). Preferential Flow of Solutes and Herbicides Irrigated Fields. *Proc. Amer. Soc. Agricul. Eng. Paper No. 88-2634*, St. Joseph, MI, pp. 11.

- 9040 Rieke, R.D., T.S. Vinson, D.W. Mageau, (1983). *The role of specific surface area and related index properties in the frost heave susceptibility of soils. In Proceedings of the 4th. International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, pp. 1066-1071.*
- Ritsema, C.J., L.W. Dekker. (1996). *Influence of sampling strategy on detecting preferential flow paths in water-repellent sand. Journal of Hydrology. v. 177, pp. 33-45.*
- Romero, JC. (1972). *The movement of bacteria and viruses through porous media. Water Quality in a Stressed Environment. Burgess Publishing Company, minnestota. pp. 200-224.*
- Russo, D., I. Russo, et A. Laufer. (1997). *On the spatial variability of hydraulic conductivity parameters of the unsaturated soil. Water Resources Research. v. 33, no. 5, pp. 947-956.*
- 9050 Saini. GR. (1966). *Organic matter as a measure of bulk density of soil. Nature (London) v. 210, pp. 1296-1296.*
- Sauer, T.J., et S.D. Logsdon. (2002). *Hydraulic and physical properties of stony soils in a small watershed. Soil Sci. Soc. Am. J. v. 66, pp. 1947-1956.*
- Saxton K.E., Rawls W.J. (2006). *Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions. Soil Sci Soc Am J. v. 70, no. 5, pp. 1569-1578.*
- Saxton, K.E. et P.H. Willey. (2004). *Agricultural Wetland and Pond Hydrologic Analyses Using the SPAW model. Proc. Self-Sustaining Solutions for Streams, watersheds and Wetlands Conf., Amer. Soc. Agric. Engr., Sept. 12-15, 2004, St. Paul, MN.*
- 9060 Saxton, K.E. et P.H. Willey. (2006). *Agricultural Wetland and Pond Hydrologic Analyses Using the SPAW model. Proc. Self-Sustaining Solutions for Streams, watersheds and Wetlands Conf., Amer. Soc. Agric. Engr., Sept. 12-15, 2004, St. Paul, MN.*
- Saxton, K.E., W.J. Rawls, J.S. Romberger, et R.I. Papendick. (1986). *Estimating generalized soil-water characteristics from texture. Soil Sci. Soc. Am. J., v. 50, pp.1031-1036.*
- Schijven, J.F. et S.M. Hassanizadeh. (2000). *Removal of viruses by soil passage: overview of modelling, processes, and parameters. Crit. Rev. Env. Sci. and Tech. pp. 30, no. 127-149.*
- 9070 Schnitzer, M. et S.U. Khan. (1978). *Soil organic matter. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, the Netherlands*
- Scotter, D.R., B.E. Clothier, et E.R. Harper. (1982). *Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. Aust. J. Soil Res., v. 20, pp. 295-304.*
- Shi, Z., L. Xu, Y. Wang, X. Yang, Z. Jia¹, H. Guo, W. Xiong et P. Yu. (2012). *Effect of rock fragments on macropores and water effluent in a forest soil in the stony mountains of the Loess Plateau, China. African Journal of Biotechnology v. 11, no. 39, pp. 9350-9361.*

- 9080 Siegrist, R. L. (1987). Soil clogging during subsurface wastewater infiltration as affected by effluent composition and loading rate. *Journal of Environmental Quality*. v. 16. pp.181-187.
- Sirivithayapakorn, S., et A.A. Keller. (2003). Transport of colloids in unsaturated porous media: A pore scale observation of processes during the dissolution of air-water interface. *Water Resour. Res.* v. 39, no. 12, pp. 1346, doi:10.1029/2003WR002487, .Saiers, J.E., et J.J. Lenhart. (2003). Ionic-strength effects on colloid transport and interfacial reactions in partially saturated porous media. *Water Resour. Res.* v. 39, p. 1256.
- 9090 Skempton, A.W. (1953). The colloidal "Activity" of clays. *Proceedings of the 3rd International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering*. v. 1, pp. 57-60.
- Skierucha W. et A. Wilczek. (2010). FDR Sensor for Measuring Complex Soil Dielectric Permittivity in the 10–500 MHz Frequency Range. *Sensors*. v. 10, pp. 3314-3329.
- Skilton, H. et D. Wheeler. (1988). Bacteriophage tracer experiments in groundwater. , *J. Appl. Bacteriol.* v. 65, pp. 387-395.
- Smettem, K.R.J. (1986). Analysis of water flow from cylindrical macropores. *Soil Sci. Soc.Am. J.*, v. 50, no, 5, pp. 1139-1142.
- 9100 Smith, M.S., G.W. Thomas, R.E. White et D. Retonga. (1985). Transport of *Escherichia coli* through intact and disturbed soil columns. *J. Environ. Qual.* v. 14, pp. 87-91.
- Soil Survey Staff, (2010). *Keys to Soil Taxonomy*. Washington, DC. In: U.S.D.A.-N.R.C. Service (Ed.), 346 p.
- Soil Survey Staff. (1975). *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys.*" USDA-SCS Agric. Handbook 436, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Starr, J.L., H.C. Deroo, C.R. Frink, J.Y. Parlange. (1978). Leaching characteristics of a layered field soil. *Soil Science Society of America Journal*. v. 42, pp. 386-391.
- 9110 Stephens, D.B., K. Lambert, et D. Watson. (1987). Regression models for hydraulic conductivity and field test of the borehole perméamètre. *Water Resour. Res.*, v. 23, no. 12, pp. 2207-2214.
- Stewart, L.W., R.B. Reneau. (1981). Spatial and temporal variation of fecal coliform movement surrounding septic tank-soil absorption systems in two Atlantic Coastal Plain soils. *Journal of Environmental Quality*. v. 10, pp. 528-531.
- Stewart, V.I., W.A. Adams, et H.H. Abdulla., (1970). Quantitative pedological studies on soils derived from silurian mudstones: II the relationship between stone content and the apparent density of the fine earth. *J. Soil Sci.*, v. 21, no. 2, pp. 248-255.
- 9120 Suess, M.J. (1964). Surface Area Measurements and Adsorption of Soils. *Journal of the Irrigation and Drainage Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*. IR-1, pp. 87-108.

- 9130 Tabatabaï, M.A., (1982). *Soil enzymes. Methods of soils analysis. Parts 2. Chemicals and microbiological properties. 2nd edition. American Society of Agronomy. Page A.L., Miller R.H., Keeney D.R.*
- Talsma, T. (1987). *Re-evaluation of the well permeameter as a field method for measuring hydraulic conductivity. Aus. J. Soil Res., v. 25, pp. 361-369.*
- Tan, Y., Bond, W.J., Griffin, D.M. (1992). *Transport of bacteria during unsteady unsaturated soil water flow. Soil Sci. Soc. Am. J. v. 56, pp. 1331-1340.*
- Tate, R.L. (1992). *Soil organic matter: biological and ecological effects. John Wiley & Sons, London, UK*
- Tate, R.L., (1978). *Cultural and environmental factors affecting the longevity of Escherichia coli in histosols. App. Environ. Microbial. v. 35, pp. 925-929.*
- Taumer, K., H. Streffregen, G. Wessolek. (2006). *Seasonal dynamics of preferential flow in a water repellent soil. Vadose Zone Journal. v. 5, pp. 405-411.*
- 9140 Tetegan, M., B. Nicoullaud, D. Baize, A. Bouthier, I. Cousin. (2011). *The contribution of rock fragments to the available water content of stony soils: Proposition of new pedotransfer functions. Geoderma. v. 165. pp. 40-49.*
- Thomas, G.W. et R.E. Phillips. (1979). *Consequence of water movement in macropores. J Environ. Qual. v. 8, pp. 149-152.*
- Thomas, J. F., J. Gomboso, J. E. Oliver et V. A. Richie (1997). *Wastewater re-use, storm water management, and the national water reform agenda, Report No1, CSIRO, Canberra, Australia.*
- Thompson, M.L., H. Zhang, M. Kazemi, et J.A. Sandor. (1989). *Contribution of Organic Matter to Cation Exchange Capacity and Specific Surface Area of Fractionated Soil Materials. Soil Science, v. 148, no. 4, pp. 250-257.*
- 9150 Thompson, S.S., et M.V. Yates. (1999). *Bacteriophage inactivation at the air–water–solid interface in dynamic batch systems. Appl. Environ. Microbiol., v. 65, no. 3, pp. 1186–1190.*
- Tietje, O., et V. Hennings. (1996). *Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within FAO textural classes. Geoderma. v. 69, pp. 71–84.*
- Tiller, K.G., L.H. Smith, (1990). *Limitations of EGME retention to estimate the surface area of soils. Aust. J. Soil Res, v. 28, pp. 1-26.*
- Tim, U.S., S. Mostaghimi, et T.A. Dillaha. (1988). *Modeling the Movement and Persistence of Bacteria and Viruses in Porous Media, AZO paper No. 88-2627, St. Joseph, MI.*
- 9160 Tim, US. et S. Mostaghimi. (1991). *Model for predicting virus movement through soils. Ground Water. v. 29, no. 2, pp. 251-259.*
- Todd, D.K., (1980). *Groundwater Hydrology, 2nd ed., John Wiley & Sons, New York, 535p.*
- Tomasella, J, M.G. Hodnett. (1998) *Estimating soil water retention characteristics from limited data in Brazilian. Soil Science. v. 163, pp. 190-202.*

- Topp, G.C. et M.R. Binns. (1976). *Field measurement of hydraulic conductivity with a modified air-entry permeameter*. *Can. J. Soil Sci.* v. 56. pp. 139-147.
- 9170 Topp, G.C., Davis JL, Annan AP. (1980). *Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines*. *Water Resources Research*. v. 16, pp. 574-582
- Topp, G.C., W.D. Zebchuck, et J. Dumanski. (1980). *The variation of in-situ measured soil water properties within soil map units*. *Can. J. Soil Sci.*, v. 60, no. 3, pp. 497-509.
- Torri, D., J. Poesen, F. Monaci, et E. Busoni. (1994). *Rock fragment content and fine soil bulk density*. *CATENA*. v. 23, Issues 1-2, pp. 65-71.
- Touret, O., C.H. Pons, D. Tessier, Y. Tardy. (1990). *Étude de la repartition de l'eau dans les argiles saturées Mg²⁺ aux fortes teneurs en eau*. *Clay Minerals*. v. 25, pp. 217-233.
- 9180 Towner, G.D. (1988). *The influence of sand-and silt-size particles on the cracking during drying of small clay-dominated aggregates*. *J. Soil Sci.* v. 39, pp. 347-356.
- Tremblay, S., R. Ouimet, et D. Houle. (2002). *Prediction of organic carbon content in upland forest soils of Quebec, Canada*. *Can. J. For. Res.* v. 32, pp. 1-12.
- Tricart, J., A. Cailleux. (1967). *Traité de géomorphologie tome II, Le modèle des régions périglaciaires*. Société d'édition d'enseignement supérieur. Paris. 512 p.
- 9190 Trouche, G., P. Morlon. (1999). *Comparaison de différentes méthodes d'estimation de la réserve en eau utile des sols (R.U.) dans le périmètre de l'O.G.A.F. Environnement de la zone de Migennes (Yonne)*. *Étude et Gestion des Sols*. v. 6, no. 1, pp. 41-54.
- Trueba, C., R. Millan, T. Schmid, C. Lago, C. Roquero, M. Magister. (2000). *Base de datos de propiedades edafológicas de los suelos españoles CIEMAT, Madrid*.
- Uehara, G. (1982). *Soil Science for the Tropics. Proceedings of the ASCE Geotechnical Engineering Division Specialty Conference. Engineering and Construction in Tropical and Residual Soils, Hawaii*, pp. 13-26.
- 9200 University of Wisconsin. (1978). *Management of Small Waste Flows*. EPA-600/2-78-173. U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, OH.
- Urbanek, E., R.A. Shakesby. (2009). *Impact of stone content on water movement in water-repellent sand*. *European Journal of Soil Science*. v. 60, no. 3, pp. 412-419.
- USEPA (1986). *Septic systems and groundwater protection: An executives' guide technical report*. Office of Groundwater protection, USEPA, Washington DC.
- Van Elsas, J.D., J.T. Trevors et L.S. Van Overbeek. (1991). *Influence of soil properties on the vertical movement of genetically-marked Pseudomonas*

- 9210 *fluorescens* through large soil microcosms. *Biology and Fertility of Soils*. v. 10, pp. 249-255.
- Van Genuchten, M.T., et F.J. Leij. (1992). On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. 1-14. In: M. Th. Van Genuchten et al. (Ed.), *Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils*. Univ. of California, Riverside.
- Van Genuchten, M.T., F. Kaveh, W.B. Russell, et S.R. Yates. (1988). Direct and indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. In: J. Bouma et A. Bregt (Editors), *Land Qualities in Space and Time*. Proc. Symp. ISSS. pp. 22-26 Wageningen. Pudoc, Wageningen.
- 9220 Van Cuyk, S., R. Siegrist, A. Logan, S. Masson, E. Fisher et L. Figueroa. (2001). Hydraulic and purification behaviors and their interactions during wastewater treatment in soil infiltration systems. *Water Resources*. v. 35, no. 4. pp. 953-964.
- Vanderlinden, K., D. Gabriels, J.V. Giraldez. (1998). Evaluation of infiltration measurements under olive trees in Cordoba. *Soil and Tillage Research*. v. 48, pp. 303-315.
- Vandervaere, J.P., M. Vauclin, et D.E. Elrick. (2000). Transient flow from tension infiltrometers: II. Four methods to determine sorptivity and conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* v. 64, pp. 1272-1284.
- 9230 Vauclin, M., D.E. Elrick, J.L. Thony, G. Vachaud, Ph. Revol, P. Ruelle. (1994). Hydraulic conductivity measurements of the spatial variability of loamy soil. *Soil technology*. v. 7, pp. 181-195.
- Verbist, K.M.J. (2008). Hydraulic conductivity as influenced by stoniness in degraded drylands of Chile. *Soil Science Society Of America Journal*. v. 73, no. 2, pp. 471-484.
- Verbist, K.M.J., W.M. Cornelis, S. Torfs, D. Gabriels. (2012). Comparing Methods to Determine Hydraulic Conductivities on Stony Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* v. 77, pp. 25-42.
- 9240 Vereecken, H., J. Maes, et J. Feyen. (1990). Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Sci.* v. 149, pp. 1-12.
- Viraraghavan, T. (1978). Travel of microorganisms from a septic tile. *Water, Air and Soil Pollution*. v. 9, pp. 355-362.
- Warrick, A.W. (2002), *Soil Physics Companion*, CRS Press LLC, USA, 90 p.
- Warrick, A.W. et D.R. Nielsen. (1980). Spatial variability of soil physical properties in the field. In: D. Hillel *Application of Soil Physics*. Academic Press, New York, pp. 319-344.
- Warrick, A.W., (2001). *Soil physics companion*. CRS Press. USA. Pp. 403.
- 9250 Weber, W. (1972). *Physicochemical Processes for Water Quality Control*, Wiley Interscience, New York.
- Weihermuller, L., J. Siemens, M. Deurer, S. Knoblauch, H. Rupp, A. Gottlein & T. Putz, (2007), In *Situ Soil Water Extraction: A Review*. *Journal of Environmental Quality*, v. 36, pp. 1737-1748.

- Weiler, M., J.J. McDonnell. (2007). Conceptualizing lateral preferential flow and flow networks and simulating the effects on gauged and ungauged hillslopes. *Water Resources Research* . v. 43, Article number W03403
- Westman C.J., J. Hytönen, et A. Wall. (2006). Loss-on-ignition in the determination of pools of organic carbon in soils of forests and afforested arable fields. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* v. 37, pp. 1059-1075.
- 9260 White, I. et M.J. Sully. (1987). Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.*, v. 23, no. 8, pp. 1514-1522.
- White, R. E. (1985). The Influence of macropores on the transport of dissolved and suspended matter through soil. *Advances in Soil Science*. v. 3, pp. 95-120.
- Wilson, N. 1995. *Soil Water and Ground Water Sampling*. USA: CRC.
- Wollum, A.U. et D.K. Cassel. (1978). Transport of microorganisms in sand columns. *Soil Sci. Soc. Am. J.* v. 42, pp. 72-76.
- 9270 Wösten J.H.M., A. Lilly, A. Nemes, et C. Le Bas. (1999). Development and use of database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*. v. 90, pp. 169-185.
- Wösten, J.H.M. et M.T. van Genuchten. (1988). Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, v. 52, pp. 762-1770.
- Wösten, J.H.M., (1997). Pedotransfer functions to evaluate soil quality. In: Gregorich, E.G., Carter, M.R. (Eds.), *Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health. Developments in Soil Science*. v. 25, pp. 221–245.
- Yates, M.V, S.R. Yates, J. Wagner, et C.P. Gerba. (1987). Modelling virus survival and transport in the subsurface. *J. Contam. Hydrol.* v. 1, pp. 329–345.
- 9280 Yates, M.V. et S.R. Yates. (1990). Modeling microbial transport in soil and groundwater. *ASM News*. v. 56, pp. 324-327.
- Ye, X., L.-Y. Wong, L.T. Jia, L. L. Needham et A.M. Calafat. (2009). Stability of the conjugated species of environmental phenols and parabens in human serum. *Environment International*, v. 35, pp. 1160-1163.
- Ye, X., Z. Kuklanyik, A.M. Bishop, L.L. Needham et A.M. Calafat. (2006). Quantification of the urinary concentrations of parabens in humans by on-line solid phase extraction-high performance liquid chromatography-isotope dilution tandem mass spectrometry. *Journal of Chromatography B*, v. 844, pp. 53-59
- 9290 Ye, X., A.M. Bishop, J.A. Reidy, L.L. Needham et A.M. Calafat. (2006). Parabens as Urinary Biomarkers of Exposure in Humans. *Environmental Health Perspectives*, v. 114, pp. 1843-1846.
- Young, M. H., et J.B. Sisson. (2002). Tensiometry. In: Dane, J. H., et Topp, G. C., eds., "Methods of Soil Analysis, Part 4: Physical Methods." Soil Science Society of America, Madison, WI.

- Yukselen, Y., A. Kaya (2006). *Comparison of Methods for Determining Specific Surface Area of soils. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. v. 132, no. 7, pp. 931-936.
- Zhou, B.B., M.A. Shao, H.B. Shao. (2009). *Effects of rock fragments on water movement and solute transport in a Loess Plateau soil. Comptes Rendus Geoscience*. v. 341, no. 6, pp. 462-472.
- Zimmer D., R. Bouzigues, J.C. Chossat, J.C. Favret, A.M. Cairesse. (1991). *Importance et déterminisme des infiltrations profondes en luvisols-redoxisols drainés. Incidence sur les modalités de drainage. Science du sol*. v. 29, no. 4, pp. 321-337.

ANNEXES

Annexe I.

Détermination de la teneur pondérale en matière sèche et en eau : méthode gravimétrique

I.1. Domaine d'application

La présente Norme internationale prescrit une méthode de détermination de la teneur en matière sèche et en eau d'échantillons de sol.

Cette méthode peut être appliquée à tous les types d'échantillons de sol. La marche à suivre diffère selon qu'il s'agit d'échantillons de sols séchés à l'air, par exemple les échantillons préalablement traités conformément à l'ISO 11464, ou d'échantillon du sol dont le taux d'humidité est celui de leur lieu de prélèvement.

I.2. Définitions

Teneur pondérale en matière sèche w_{dm} du sol, exprimée en pourcentage en masse, après séchage effectué conformément à la présente Norme internationale.

Masse constante : Masse atteinte lorsque, au cours des opérations de séchage, la différence entre deux pesées successives des l'échantillon refroidi, à 4 h d'intervalle, ne dépasse pas 0,1% (m/m) par rapport à la dernière masse déterminée.

NOTE 1 : Il suffit en général de 16 h à 24 h pour sécher la majorité des sols jusqu'à masse constante. Certains types de sols ou d'échantillons très volumineux ou très humides exigent plus de temps.

I.3. Principe

Les échantillons de sol sont séchés jusqu'à masse constante à $105^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$. La différence de masse d'une quantité de sol donnée avant et après le processus de séchage sert de mesure pour la teneur en matière sèche et en eau est exprimée en pourcentage en masse.

I.4. Appareillage

Etuve, dont la température est contrôlée par thermostat avec ventilation forcée de l'air et capable de maintenir une température de $105^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$.

Dessiccateur, avec un agent déshydratant actif.

Balance analytique, d'une précision de 10 mg.

Récipient (boîte étanche), avec couvercle, fabriqué en un matériau étanche qui n'absorbe pas l'humidité, ayant une capacité de 25 ml à 100 ml pour les échantillons de sol séchés à l'air et d'au moins 100 ml pour les échantillons de sol dont le taux d'humidité est celui de leur de prélèvement.

Cuiller

1.5. Echantillon d'essai

Utiliser des échantillons de sol séchés à l'air, par exemple préalablement traités conformément à l'ISO 11464, ou des échantillons dont le taux d'humidité est celui de leur lieu d'origine, prélevés conformément aux normes qui les concernent.

1.6. Mode opératoire

Marche à suivre pour les échantillons de sol séchés à l'air

Faire sécher un récipient et son couvercle à $105^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$, puis le laisser refroidir, fermé par son couvercle, dans un dessiccateur pendant au moins 45 min. Déterminer la masse (m_0) du récipient fermé, avec une précision de 10 mg.

A l'aide d'une cuiller, transférer de 10 g à 15 g de sol séché à l'air dans le récipient.

Marche à suivre pour les échantillons dont le taux d'humidité est celui de leur lieu de prélèvement

Placer le sol sur une surface propre n'absorbant pas l'humidité (par exemple, une plaque de verre) et bien mélanger. Retirer les pierres, brindilles, etc. dont le diamètre est supérieur à 2 mm.

NOTE : les échantillons de sol qui doivent faire l'objet d'une analyse des micropolluants organiques doivent être soumis à un traitement préalable spécial. Dans ce cas, on ne retire en principe ni les pierres, ni les brindilles. Par conséquent, la détermination de la teneur en matière sèche de ces échantillons de sol devra se faire selon les prescriptions de la présence Norme, sans élimination des pierres, brindilles, etc.

Faire sécher un récipient et son couvercle à $105^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$, puis le laisser refroidir, fermé par son couvercle, dans un dessiccateur pendant au moins 45 min. Déterminer la masse (m_0) du récipient fermé avec une précision de 10 mg.

A l'aide d'une cuiller, transférer de 30 g à 40 g de sol dans le récipient.

Déterminer la masse du sol et du récipient fermé (m_1) avec une précision de 10 mg.

Faire sécher le sol dans une étuve à 105°C, jusqu'à masse constante. Sécher le couvercle en même temps.

Laisser refroidir le récipient, fermé par son couvercle, dans un dessiccateur pendant au moins 45 min.

Sortir le récipient du dessiccateur et déterminer immédiatement la masse (m_2) du récipient, fermé par son couvercle, contenant le sol séché en étuve, avec une précision de 10 mg.

1.7. Expression des résultats

La teneur en eau est calculée à partir des sols déchés en étuve.

Calculer la teneur en matière sèche (w_{dm}) ou la teneur en eau (w_{H_2O}), exprimée en pourcentage en masse, avec une précision de 0,1% (m/m), à l'aide des équations

$$w_{dm} = \frac{m_2 - m_0}{m_1 - m_0} \times 100 \quad \text{et}$$

$$w_{H_2O} = \frac{m_1 - m_2}{m_2 - m_0} \times 100$$

où :

m_0 est la masse, en grammes, du récipient vide avec son couvercle ;

m_1 est la masse, en grammes, du récipient contenant le sol séché à l'air ou le sol dont le taux d'humidité est celui de son lieu de prélèvement ;

m_2 est la masse, en grammes, du récipient contenant le sol séché en étuve.

NOTE : on peut calculer à nouveau une masse de sol séché à l'air ou humide (x) à un sol séché en étuve (y) à l'aide de l'équation :

$$y = x \times \frac{100}{(100 + w_{H_2O})}$$

La teneur en eau, calculée à partir d'un sol séché en étuve, peut être supérieure à 100 %.

1.8. Rapport d'essai

Le rapport d'essai doit contenir mes informations suivantes

Une référence à la présence Norme

Une identification complète de l'échantillon

Les résultats de la détermination en termes de teneur en matière sèche (w_{dm}) ou de la teneur en eau pondérale (w_{H_2O}) avec une précision de 0,1% (m/m) ;

Les caractéristiques particulières du sol (par exemple, la présence de gypse et, dans le cas d'échantillons de sol humide, la présence de gravier, brindilles, etc.) ;

Tous détails non spécifiés dans la présence Norme et tout autre facteur susceptible d'avoir affecté les résultats.

Annexe II.

Analyse granulométrique par sédimentométrie

Cette méthode a pour but de compléter la méthode granulométrique par tamisage pour les particules de sols de dimensions inférieures à 80 µm.

L'essai est fondé sur le fait que dans un milieu liquide au repos, la vitesse de décantation ou de sédimentation des particules fines est fonction de leurs dimensions. La loi de Stokes (1891), applicable aux suspensions de faible concentration, donne la vitesse limite de décantation des particules de sols en fonction de leur diamètre et de leur masse volumique dans un liquide visqueux au repos :

$$v = \frac{(\rho_s - \rho_w)g}{18 \cdot \eta} \times D^2$$

où :

v est la vitesse de sédimentation (mm / min)

$\rho_s \cdot g$ est le poids volumique des grains (N / m³)

$\rho_w \cdot g$ est le poids volumique de l'eau (N / m³)

g est l'accélération de la gravitation (m / s²)

η est la viscosité dynamique (Pa s)

D est le diamètre équivalent de particule (mm)

La viscosité dynamique de l'eau et sa masse volumique sont dépendants de la température :

$T (^{\circ}\text{C})$	η (mPa s)	ρ_w (tonne / m ³)
0	1,7865	0,99984
5	1,5138	0,99995
10	1,3037	0,99970
15	1,1369	0,99909
20	1,0019	0,99820
25	0,8909	0,99704
30	0,7982	0,99565
40	0,6540	0,99222

L'application de la loi de Stokes est basée sur les hypothèses suivantes :

Les conditions de l'écoulement visqueux dans l'eau au repos sont respectées;

Il n'y a pas d'écoulement tourbillonnaire, c'est-à-dire qu'il n'y a pas d'interférences entre les particules ;

La température de l'eau reste constante ;

Les particules sont sphériques ;

La vitesse de sédimentation est très faible ;

La densité des particules est la même ;

La répartition des particules de tailles différentes dans l'eau est homogène.

A travers l'hypothèse 4), on observe que pour des particules fines d'argiles qui ont en général des formes irrégulières (disques ou plaquettes), les diamètres déterminés avec la méthode correspondent à des diamètres équivalents.

La loi de Stokes constitue la base des deux méthodes utilisées au laboratoire : méthode de la pipette et méthode du densimètre. On ne présente ici que la deuxième, dont la procédure est brièvement présentée dans ce qui suit.

II.1. Méthode du densimètre

Les particules inférieures à 80 µm sont séparées du reste du sol par tamisage, puis mises en suspension dans de l'eau additionnée d'un défloculant (hexamétaphosphate de sodium à 5%).

On agite cette solution de manière à avoir une équirépartition des tailles de particules dans la solution.

Si à l'instant $t=0$ on arrête l'agitation, les particules vont commencer à sédimenter, la vitesse de sédimentation dépendant du diamètre des particules (v proportionnel à D^2). A l'instant t , une particule de diamètre D aura parcouru une distance Hr telle que :

$$v = \frac{Hr}{t} = \frac{(\rho_s - \rho_w)g}{18 \cdot \eta} \times D^2$$

En suivant l'évolution dans le temps de la densité de la suspension, lue sur le densimètre, on obtient donc la vitesse limite de chute des particules.

De plus, la distribution pondérale de la taille des particules est également calculée à partir des lectures de densité sur le densimètre. En effet, le liquide compris entre la surface et la profondeur Hr, on ne trouvera à l'instant t que des particules dont le diamètre équivalent est inférieur à D car les particules plus grosses ont une vitesse de sédimentation plus importante et donc pendant l'intervalle de temps t parcourent une distance supérieure à Hr. A la profondeur Hr la masse volumique ρ de la solution à l'instant t est égale à :

$$\rho = \frac{1}{V} [M_1 + M_2] = \frac{1}{V} [P \times M + \rho_w V_w]$$

Avec V le volume de la suspension,

M1 la masse des particules solides contenues dans une unité de volume de la suspension,

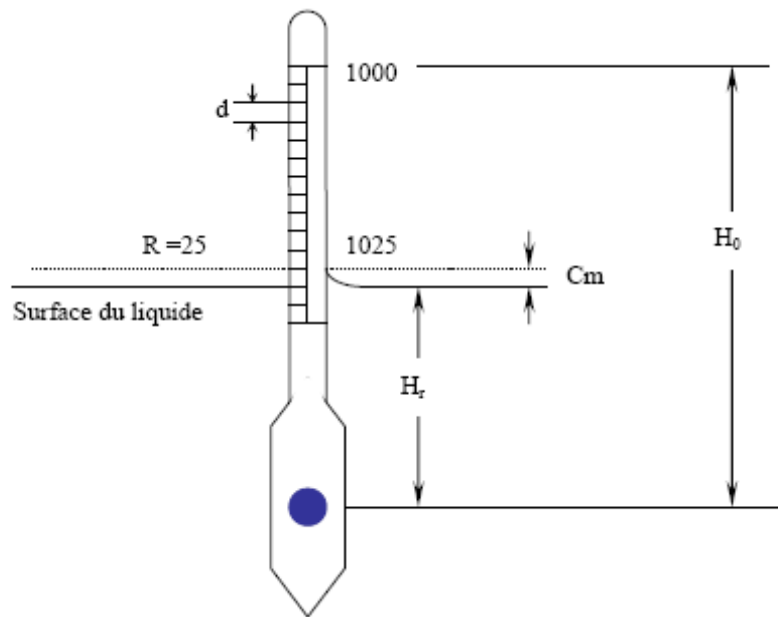
M2 la masse d'eau dans l'unité de volume de la suspension,

P le pourcentage de particules de diamètre inférieur à D.

On peut donc déterminer le pourcentage P de particules de diamètre inférieur à D si l'on effectue une mesure de la densité à la profondeur Hr :

$$P = \frac{M}{V} \times \frac{\rho_s}{\rho_s - \rho_w} (\rho - \rho_w)$$

En raison de l'opacité de la suspension la lecture R se fait au dessus du ménisque (voir figure). Sur l'exemple ci-dessous la lecture R = 25, correspond à la densité lue moins 1000.



Où R = lecture en graduation

d = valeur en cm d'une graduation, déterminée par l'étalonnage

H_0 = la distance en cm entre le centre de poussée et l'origine des graduations ($R = 0$).

H_0 , comme d , est aussi propre à chaque densimètre, déterminé par l'étalonnage au laboratoire.

Le nombre réel de graduations entre l'origine et la surface du liquide sera :

$$R' = R + Cm$$

Avec Cm comme correction du ménisque, prise par défaut égale à 0,25.

La profondeur effective est donnée donc par

$$H_r = H_0 - R'd$$

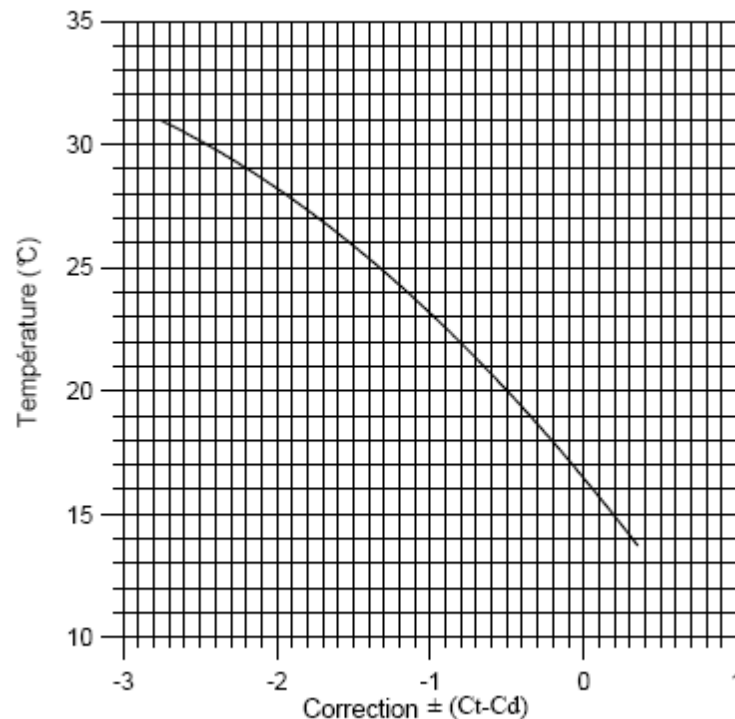
Ou encore $H_r = H_0 - d(R + Cm)$

II.2. La lecture corrigée R_1

L'ajout du floculant a pour effet d'augmenter la densité de la suspension, c'est la raison pour laquelle il faut prendre en compte une correction due à sa présence : Cd .

L'effet de la variation de température doit être pris en compte également par une correction de température Ct .

Dans la pratique, on étalonne chaque densimètre dans une solution de défloculant en fonction de la température. La courbe d'étalonnage est donnée au laboratoire. On a un exemple sur la figure ci-dessous.



La lecture corrigée R1 est donnée par

$$R1 = R + Cm \pm (Ct - Cd)$$

Ou encore $R1 = R' \pm (Ct - Cd)$

II.3. Calcul du diamètre équivalent des particules

Comme on l'a discuté précédemment, la diminution de densité lue sur densimètre est proportionnelle à la vitesse de chute, ainsi que l'enfoncement du densimètre défini par la variation de Hr.

$$H_r = v \times t$$

Ainsi par la loi de Stokes on a :

$$D = \sqrt{\frac{18 \cdot \eta}{g(\rho_s - \rho_w)}} \times \sqrt{\frac{Hr}{t}}$$

$$\text{Où } D = F \sqrt{\frac{Hr}{t}}$$

Le facteur F, fonction de la viscosité du liquide (donc de la température) et de masse volumique des solides du sol.

Dans la pratique, on exprime η en poise, ρ en kg/m^3 , Hr en cm, D en mm, et t en mn. Dans ces conditions, on aura

$$D(\text{mm}) = F \sqrt{\frac{Hr(\text{cm})}{t(\text{mn})}}$$

$$\text{Avec } F = \sqrt{\frac{30\eta}{g(\rho_s - 1)}} \text{ en prenant } \rho_w = 1 \text{ kg/m}^3$$

La valeur de F peut être obtenir à l'aide de l'abaque du Facteur F.

Détermination du pourcentage de particules de diamètre inférieur à D

Connaissant le volume V de la suspension (2 l par la norme), sa densité à l'instant t, la quantité de matériau, il est possible de calculer la masse de matériau restant à sédimenter, donc de diamètre < D.

A la lecture R correspond une graduation r qui est directement lié à la densité r de la suspension :

$$r = \frac{\rho}{\rho_w} = 1 + \frac{R_l}{1000}$$

La masse volumique de la solution est la somme

1) de la masse M_1 des particules solides contenues dans une unité de volume de la suspension,

2) de la masse M_2 d'eau dans l'unité de volume de la suspension.

Soit M la masse totale du sol en suspension, on a :

$$M_1 = \frac{PM}{100V} \text{ p étant le pourcentage d'éléments de diamètre } < D.$$

$$M_2 = \left(1 - \frac{PM}{100V\rho_s}\right) \rho_w$$

$\rho = r\rho_w = M_1 + M_2$, en prenant $\rho_w = 1 \text{ kg/m}^3$ on arrive finalement à :

$$P = \frac{V}{M} \times \frac{\rho_s}{\rho_s - \rho_w} \times \frac{R_1}{10}$$

Si

$V = 2000 \text{ cm}^3$

$M = 80 \text{ g} \pm 10 \text{ g}$ (masse sèche du passant à $80 \mu\text{m}$).

$\rho_s = 2,72 \text{ Mg/m}^3$ pour le limon de Jossigny

$P = 3,95R_1$ pour le limon de Jossigny

II.4. Réalisation de l'essai

II.4.1. Matériel

- a) Balance, avec au plus une incertitude de 1/1000 de la valeur mesurée.
- b) Tamis de maille carrée de $80 \mu\text{m}$.
- c) Mortier avec pilon en matériau souple.
- d) Agitateur mécanique de type plongeant (10 000 tour/mn).
- e) Défloculant : solution d'hexamétaphosphate de sodium à 5%, destiné à disperser les particules de sol.
- f) Eprouvette à pied de 2000 ml.
- g) Agitateur manuel, thermomètre.
- h) Densimètre.

II.4.2. Phase préparatoire

Le matériau préalablement séché à l'étuve est désagréé dans le mortier à l'aide du pilon en caoutchouc, puis tamisé à sec à $80 \mu\text{m}$.

On homogénéise le passant puis on prélève $80 \text{ g} \pm 10 \text{ g}$. On verse dans l'éprouvette.

On ajoute 60 ml de solution défloculante, on complète à 500 ml avec de l'eau déminéralisée, puis on homogénéise avec l'agitateur manuel et on laisse imbiber au moins pendant 15 heures.

On verse la totalité du contenu de l'éprouvette dans le récipient du mixeur, on met ce dernier en fonctionnement à une vitesse de 10 000 tours/mn pendant 3 minutes.

On verse ensuite la suspension dans l'éprouvette, on rince le récipient.

On complète finalement à 2000 ml en ajustant le fond du ménisque sur cette graduation.

II.4.3. Démarrage de l'essai

1) Avec l'agitateur manuel, agiter vigoureusement la suspension afin d'obtenir une concentration uniforme sur toute la hauteur de l'éprouvette.

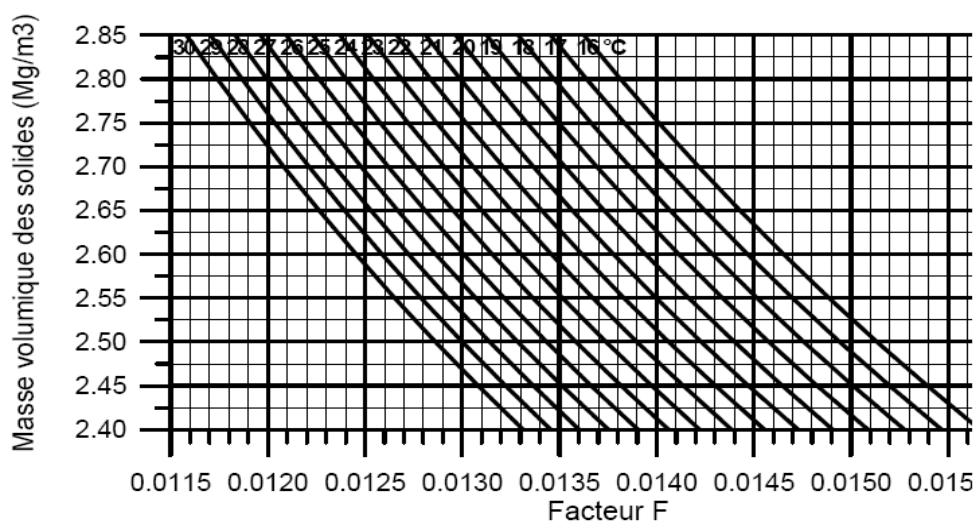
2) Dès le retrait de l'agitateur, déclencher le chronomètre en plongeant délicatement le densimètre.

3) Suivre la feuille d'essai, consistant à faire des lectures à 30 s, 1 mn, 2 mn, 3 mn etc. et à noter la température correspondante.

NB : Les lectures jusqu'à 3 minutes se font en laissant le densimètre dans la suspension, tandis que pour les lectures suivantes on retire le densimètre après chaque lecture, et on le réintroduit 30s avant la prochaine lecture.

II.4.4. Présentation des résultats

A partir des résultats numériques, on trace la courbe granulométrique. Il est possible de raccorder la courbe granulométrique dans le cas où P est différent de 100 % (pxP) rapporté à la totalité du matériau.



Annexe III.

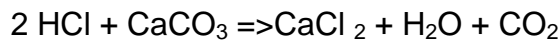
Détermination de la teneur en carbonates totaux

III.1. Définition

La teneur pondérale en carbonates d'un sol est le rapport entre la masse de carbonate contenue dans ce sol et sa masse sèche totale. Au niveau mécanique, elle est un bon indice de la résistance du sol, et de la sensibilité à l'eau.

III.2. Principe

La détermination se fait par décomposition du carbonate de calcium (CaCO_3) contenu dans le sol par l'acide chlorhydrique. L'acide étant en excès dans la réaction, le volume de gaz carbonique (CO_2) dégagé est proportionnel à la quantité de CaCO_3 contenu dans l'échantillon.



L'essai se réalise au calcimètre Dietrich-Fruhling qui est composé principalement de :

- une ampoule de mise à niveau,
- une burette graduée,
- une pince,
- un récipient d'eau de refroidissement,
- un flacon à réaction,
- un tube à essai.

III.3. Mode opératoire

III.3.1. Préparation de l'échantillon

Le sol préalablement séché est finement broyé dans un mortier afin d'obtenir une poudre passant au tamis de maille 400 μm . Le refus éventuel étant à nouveau broyé, puis séché à 105 °C jusqu'à constance de poids.

Après homogénéisation, on effectue trois prises d'essai dont le poids est déterminé, à l'aide du tableau I ci-joint, en fonction de la température et de la pression atmosphérique dans le laboratoire au moment de l'essai.

On pèse, sur une balance de précision, la quantité de sol déterminée en versant minutieusement le sol sur une petite feuille de papier préalablement tarée au mg près. On note que la balance utilisée permet une pré-pesée par déblocage partiel avec la manette centrale inclinée vers la droite) et une pesée fine par déblocage total avec la manette centrale inclinée vers la gauche. Toute manipulation sur le plateau doit être faite avec la manette en position verticale correspondant au blocage du système.

III.3.2. Déroulement de l'essai

- a) Placer la totalité de la prise d'essai dans le flacon propre et sec.
- b) Remplir le tube à essai d'acide chlorhydrique pur (densité = 1,19) jusqu'au repère gravé. La quantité d'acide est excédentaire.
- c) Avec précaution et à l'aide d'une pince on introduit le tube dans le flacon à réaction. On le bouche et le maintient immobile.
- d) La pince à mors parallèles étant ouverte, on déplace verticalement l'ampoule à niveau pour amener la partie inférieure du ménisque du liquide coloré dans la burette graduée, au zéro.
- e) Fermer la pince.
- f) Incliner le flacon à réaction pour que la totalité de l'acide s'écoule sur l'échantillon sans qu'aucune goutte ne pénètre dans la tubulure traversant le bouchon. Agiter.
- g) En présence de carbonates une effervescence se produit aussitôt : du gaz carbonique se dégage, exerçant une pression sur le liquide coloré. Tout en continuant à agiter le flacon, on équilibre cette pression avec la pression atmosphérique en abaissant l'ampoule de niveau en sorte que les ménisques dans la burette et dans l'ampoule= soient à tout instant sur le même plan.
- h) Quand le niveau ne varie plus, on attend 5 mn puis on place le flacon dans le récipient d'eau de refroidissement où plonge le serpentín ; on attend à nouveau 5 mn pour que l'équilibre des températures soit établi.
- i) Vérifier l'alignement des deux ménisques avant de lire sur la burette le volume de dioxyde de carbone dégagé en cm³.

j) On démonte l'essai en rinçant (à l'eau de robinet puis à l'eau déminéralisée) et séchant le tube à essai et le flacon à réaction.

3.3.3 Correction de l'absorption du CO_2 par la solution chlorhydrique

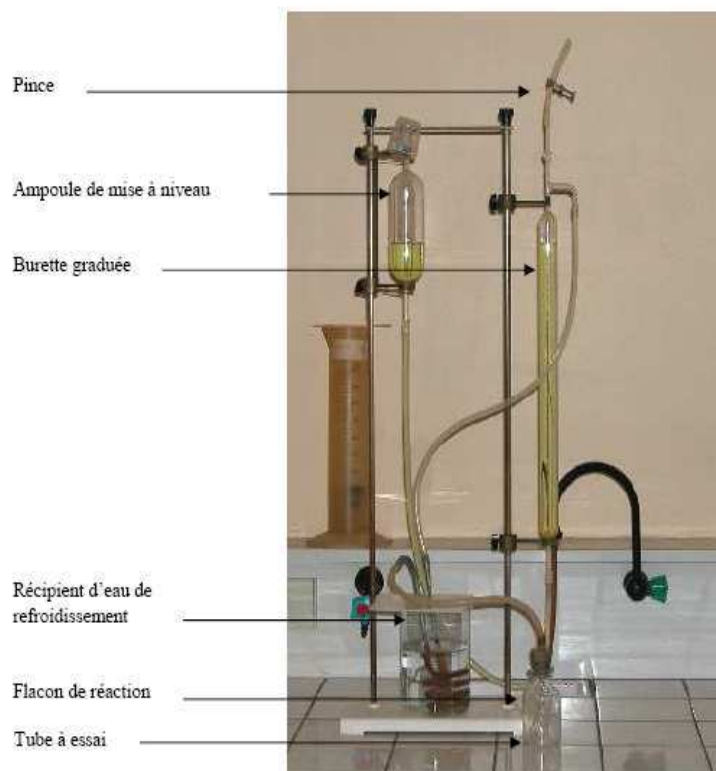
Une partie du gaz carbonique est absorbée par la solution d'acide. La quantité absorbée v est déterminée à l'aide du tableau II ci-joint, en fonction du volume de gaz dégagé V , lue sur la burette. La correction n'est appliquée qu'à partir d'un V supérieur à 100 cm³. Pour des volumes dégagés très inférieurs, prendre $v = 0$.

III.3.3. Résultat

La teneur en carbonate recherchée est directement exprimée en % selon la relation suivante :

Remarque : La dolomite (carbonate double de calcium et de magnésium) est également attaquée par l'acide, mais plus difficilement à froid que la calcite. En plus, le dégagement gazeux, bien que continu, est plus lent. Pour sa détermination, l'essai doit être poursuivi au moins 15 mn après stabilisation, au cours desquelles il faut agiter le flacon à réaction plusieurs fois.

La présence éventuelle de sulfures peut être révélée par le développement d'une odeur caractéristique d'œufs pourris : il s'agit d'anhydride sulfureux dont le dégagement s'ajoute à celui du gaz carbonique. Il faut empêcher sa formation en ajoutant quelques gouttes d'acétate de calcium à 5%.



Calcimètre de Dietrich Fruhling

Qualificatif d'un sol selon sa teneur en carbonate

Pourcentage de CaCO_3	Dénomination
0 – 10	Argile
10 – 30	Argile marneuse
30 – 70	Marne
70 – 90	Calcaire marneux
90 – 100	Calcaire

Annexe IV.

Détermination de la teneur pondérale en matières organiques d'un matériau (Méthode par calcination)

Cette méthode s'applique à la détermination de la teneur massique en matières organiques de la fraction granulométrique inférieure ou égale à 2 mm d'un échantillon de sol ou d'un matériau.

IV.1. Définition

Teneur en matières organiques par calcination MOC : Rapport de la masse de matières organiques contenues dans un échantillon, détruites par calcination, sur la masse sèche des particules solides avant calcination de la fraction du matériau passant au tamis de 2 mm.

IV.2. Principe de l'essai

L'essai consiste à déterminer la perte de masse d'un échantillon préalablement séché, après calcination dans un four à une température de 450°C.

IV.3. Appareillage

Une balance dont les portées maximale et minimale sont compatibles avec les masses à peser et telle que les pesées soient effectuées avec une incertitude de 1/1000 de la valeur de la masse mesurée.

Des bacs pour passage des échantillons à l'étuve

Des capsules ou creusets avec leur pince de manutention

Un mortier avec son pilon ou un vibro-broyeur.

Un four à calcination réglable à une température comprise entre 450°C et 500°C.

Des tamis dont un tamis à ouverture carrée de 2 mm de côté.

Une enceinte avec un dessiccateur.

Une enceinte thermique ou étuve de dessiccation à température réglable à 50°C de classe d'exactitude C comme défini dans l'annexe A de la norme NF X 15-016 pour ce qui concerne la température uniquement.

IV.4. Mode opératoire

Préparation

Creuset

Placer les creusets devant contenir les prises d'essai dans le four à une température comprise entre 450°C et 500°C pendant 1 heure au moins.

Laisser refroidir les creusets à l'intérieur d'un dessiccateur puis peser chaque creuset (m_0).

Prise d'essai

La masse minimale de matériau dont les plus gros éléments ont pour diamètre maximal d_{\max} (apprécié visiblement), nécessaire pour l'essai, est donnée par le tableau ci-dessous.

Masse minimale de matériau nécessaire pour l'essai

d_{\max} (mm)	1	5	$d > 10$
M (g)	200	300	$m = 8d_{\max}^2$

Les étapes de la préparation sont les suivantes :

Sécher la totalité du matériau à l'étuve réglée à 50°C. Deux pesées séparées par un étuvage d'un intervalle de temps d'au moins 8 h sont effectuées après chacun des passages à l'étuve. Conventionnellement, l'évaporation de l'eau est considérée comme achevée si la masse n'a pas varié de plus de 2/1000 entre ces deux pesées ;

Note : la température d'étuvage peut être portée de 50°C à 105°C si, lors d'essais comparatifs préalable, il a été établi que la masse de l'échantillon ne variait pas de plus de 2/1000 lors d'un séchage à 105°C après avoir subi un séchage à 50°C.

Tamiser au tamis 2 mm ;

Peser le passant au tamis de 2 mm. La masse du tamisât doit être supérieure ou égale à 200 g ;

Broyer les éléments passant au tamis 2 mm ;

Prélever deux prises d'essai au moins, d'environ 50 g chacune et les déposer dans un creuset différent ;

Peser chaque creuset et son contenu (m_1).

IV.5. Calcination

Placer les creusets dans le four et élever la température progressivement. Chaque prise d'essai est maintenue pendant au moins 3 h dans le four dont la température est comprise entre 450°C et 500°C.

IV.6. Passage après calcination

Chaque creuset et contenu sont pesés (m_2) après refroidissement dans une enceinte avec un dessiccateur.

IV.7. Expression des résultats

La teneur en matière organiques est calculée à partir des pesées effectuées.

La teneur en matières organiques de la fraction granulométrique inférieure à 2 mm est la moyenne arithmétique des n prises d'essai et est exprimée en pourcentage arrondi au nombre entier.

$$C_{MOC} = \frac{1}{n} \sum (m_1 - m_2) / (m_1 - m_0)$$

Annexe V.

Les limites d'Atterberg

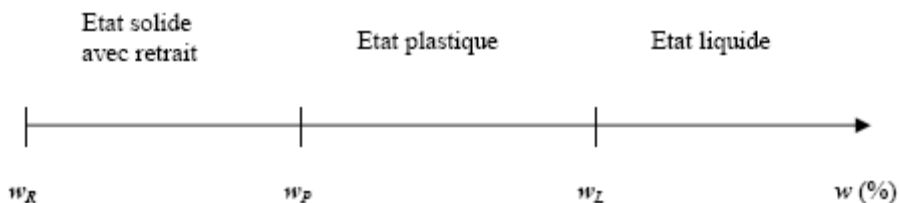
V.1. Généralités

Suivant sa teneur en eau, l'état d'un sol peut être très différent : liquide, plastique ou solide. Les limites d'Atterberg sont les valeurs de teneur en eau qui séparent ces différents états. La limite de liquidité w_L est la teneur en eau au point de transition entre l'état liquide et l'état plastique.

La limite de plasticité w_p est la teneur en eau au point de transition entre l'état plastique et l'état solide.

Il existe une autre limite appelée limite de retrait w_R qui correspond à la teneur en eau à partir de laquelle le volume de sol est constant. Sa détermination consiste à suivre la variation de volume au cours de la diminution de la teneur en eau. Cet essai n'est pas effectué dans le cadre de l'enseignement.

Les limites d'Atterberg sont généralement utilisées pour la classification des sols et permettent d'estimer les propriétés mécaniques, la compressibilité par exemple. On présente ci-dessous les différents états d'un sol en fonction de la teneur en eau.



V.2. Préparation d'un sol pour essai

Après échantillonnage, effritement manuel à la teneur en eau originelle et homogénéisation par brassage, mettre le sol en immersion (imbibition) à la température ambiante pendant au moins 24 h.

Malaxer puis tamiser par voie humide à 0,4 mm, en s'aidant d'un pinceau sans forcer le maillage du tamis. Recueillir ensuite le « passant », l'eau de lavage et le matériau dans une cuvette. Après décantation (au moins 12 h) siphonner l'eau claire sans entraîner de particules.

L'eau excédentaire peut éventuellement être éliminée par évaporation à des températures inférieures à 50°C.

La totalité du tamisât est alors malaxée à l'aide d'une spatule afin d'obtenir une pâte homogène et presque fluide.

V.3. Quantité de matériau

La masse de matériau, en gramme, doit être supérieure à 200 fois la dimension des plus gros éléments exprimée en mm (appréciée visuellement), de sorte que le passant au tamis de 0,4 mm représente au moins 200 g de particules solides.

V.4. Limite de liquidité

V.4.1. Limite de liquidité à la coupelle

Matériau

On travaille sur un sol préalablement séché à l'étuve puis stocké dans l'air ambiant. Il a une teneur en eau résiduelle de l'ordre de 1,5%.

- a) Broyer dans un mortier puis tamiser à 40 µm environ 1 kg de sol.
- b) Prendre 300 g environ de poudre de sol. Rajouter de l'eau déminéralisée afin d'obtenir une pâte relativement liquide ($w = 32\%$).

Déroulement de l'essai

- a) Vérifier (régler si nécessaire) la hauteur de chute avec la cale carrée de l'outil à rainurer. Celle-ci doit être égale à 1 cm.
- b) Dans la coupelle propre et sèche, répartir environ 70 g de pâte sans emprisonner de bulles d'air pour obtenir une surface concave lisse et régulière. (Il existe deux types de coupelles : lisse pour les matériaux argileux, rugueuse pour les sols sableux).
- c) A l'aide de l'outil à rainurer, partager la pâte en deux en fabriquant une fente. Veillez à garder la perpendicularité de l'outil sur le fond de la coupelle (Fig. a).
- d) Actionner à une vitesse constante (deux coups par seconde) la manivelle pour soumettre l'ensemble coupelle – sol, à une série de chocs. On s'arrête quand les lèvres de la rainure se joignent sur 1 cm de longueur (Fig. b). Attention : il s'agit

d'un affaissement de la pâte dans sa masse, et non d'un glissement sur la paroi de la coupelle. Noter le nombre de coups.

L'essai est valable quand le nombre de coups est compris entre 15 et 35.

e) Prélever, au voisinage de la fermeture et de part et d'autre des lèvres, une dizaine de grammes de sol afin de déterminer sa teneur en eau par étuvage.



Fig.a

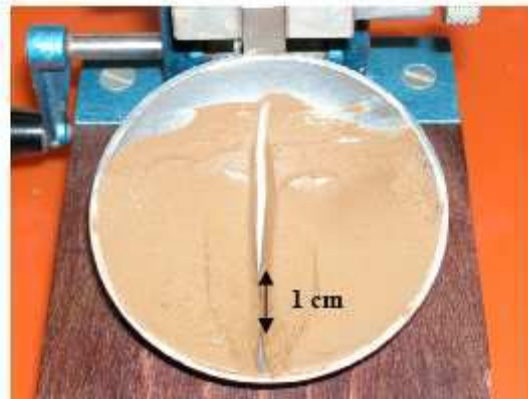
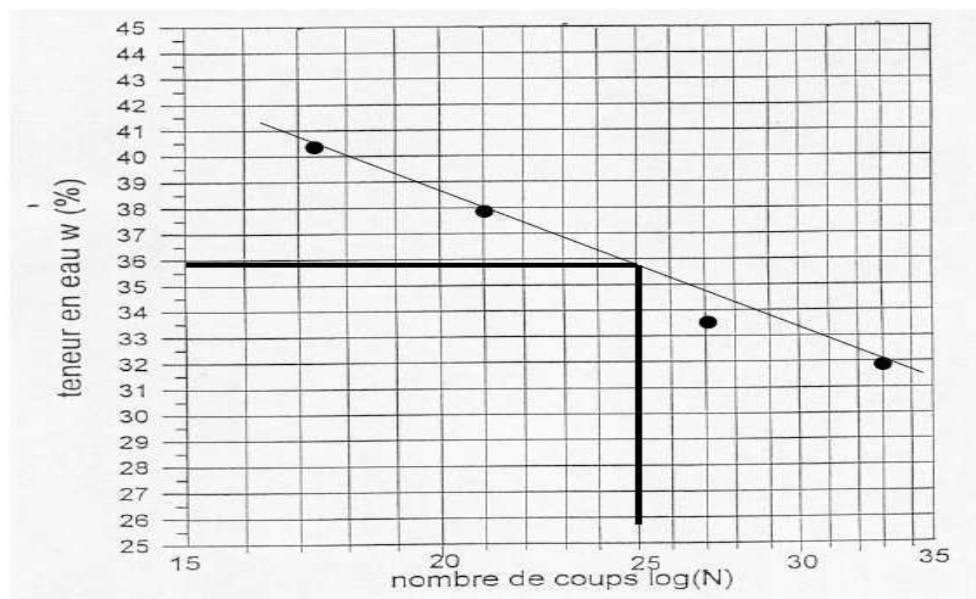


Fig.b

Résultats

La limite de liquidité est définie comme la teneur en eau à 25 coups. On la détermine par extrapolation graphique en traçant la courbe de teneur en eau en fonction du logarithme du nombre de coups.

Exemple



On en déduit $w_L = 35\%$.

V.4.2. Limite de liquidité au cône de pénétration

L'essai consiste à mesurer, après un temps fixe, l'enfoncement d'un cône sous son poids propre dans un échantillon de sol remanié suivant la procédure de préparation indiquée précédemment.

Déroulement de l'essai

- a) Vérifier l'horizontalité du socle.
- b) Homogénéiser la pâte de sol. Remplir un cristalliseur, progressivement, par couches successives, en prenant soin de ne pas emprisonner de bulles d'air. Araser pour obtenir une surface plane et lisse.
- c) Placer le cristalliseur sur le socle. Faire affleurer la pointe du cône (propre et sèche) et ajuster avec le dispositif de réglage de hauteur (Fig. c).
- d) Ajuster le « 0 » du cadran à aiguille du pénétromètre (en faisant tourner le cadran).
- e) Libérer le cône et le laisser s'enfoncer dans le sol pendant 5 s en appuyant sur la languette puis le bloquer en la relâchant.
- f) Noter l'enfoncement (en appuyant sur la languette derrière le cadran (Fig. d)).
- g) Remonter le dispositif de mesure (Fig. e), ajouter un peu de pâte de sol pour obturer l'empreinte et recommencer l'essai sur le même échantillon. Répéter au moins 4 fois.

Si la différence entre deux mesures consécutives est inférieure à 0,5 mm, retenir la valeur moyenne. Si elle est comprise entre 0,5 et 1 mm, effectuer une autre mesure. Si l'écart est supérieur à 1, l'essai est incorrect.

L'essai est valable si l'enfoncement est compris entre 12 et 25 mm, dans ce cas, prélever une dizaine de grammes de sol afin de déterminer sa teneur en eau par étuvage

- h) Changer la teneur en eau de la pâte, et refaire l'essai.



Fig.c



Fig.d



Fig.e

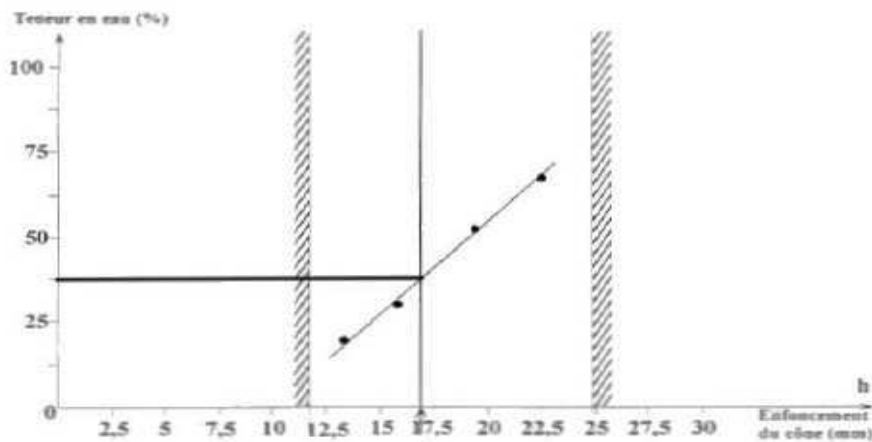
Résultats

La limite de liquidité est définie comme la teneur en eau à laquelle l'enfoncement du cône est de 17 mm.

On détermine graphiquement, par extrapolation, sa valeur en traçant la courbe de teneur en eau en fonction de l'enfoncement.

Exemple

On en déduit $w_L = 32,5\%$



V.5. Limite de plasticité au rouleau

L'essai consiste à former à la main un petit boudin de dimension : longueur 10 cm et diamètre 3 mm. La limite de plasticité est définie comme la teneur en eau à laquelle le rouleau de sol se fissure au moment où son diamètre atteint $3,0 \text{ mm} \pm 0,5 \text{ mm}$.

V.5.1. Déroulement de l'essai

a) Homogénéiser le sol humide, en prendre une petite quantité pour former une boulette de la grosseur d'une noisette.

b) Rouler à la main sur une plaque lisse afin d'obtenir un rouleau que l'on amincira régulièrement et progressivement à l'aide d'une plaquette de bois.

c) Si le rouleau se fissure lorsqu'il a atteint la dimension voulue (comparer avec la tige témoin), la limite de plasticité est atteinte ; déterminer alors la teneur en eau par étuvage. Si le rouleau ne se fissure pas, diminuer un peu la teneur en eau du sol en l'étalant sur une plaque de marbre ou éventuellement par un flux d'air chaud. Si le rouleau est rigide, rajouter de l'eau. Refaire ensuite les opérations précédentes.

V.5.2. Résultats

Faire quatre essais et retenir la valeur moyenne. Ci-après un exemple :

<i>N° tare</i>	<i>5</i>	<i>6</i>	<i>7</i>	<i>8</i>
<i>Masse totale humide</i>	<i>58,08</i>	<i>69,17</i>	<i>57,94</i>	<i>66,57</i>
<i>Masse totale sèche</i>	<i>51,97</i>	<i>61,91</i>	<i>51,68</i>	<i>58,99</i>
<i>Masse de la tare</i>	<i>25,07</i>	<i>29,63</i>	<i>24,05</i>	<i>25,04</i>
<i>w (%)</i>	<i>22,7</i>	<i>22,5</i>	<i>22,6</i>	<i>22,3</i>
<i>w_p (%)</i>	<i>22,5</i>			

L'essai est valable si l'écart entre les valeurs est inférieur à 2%.

On rappelle

Indice de plasticité (%)	Qualificatif
$I_P < 12$	non plastique
$12 < I_P < 25$	peu plastique
$25 < I_P < 40$	plastique
$I_P > 40$	très plastique

L'indice de plasticité d'un sol fin est défini par : $I_p = w_l - w_p$

Qualificatif de la fraction du sol constituée d'éléments inférieur à 400µm en fonction de l'indice de plasticité

L'indice de consistance d'un sol fin est défini par : $I_c = \frac{w_l - w}{I_p}$

I_c	<0	0	0,25	0,5	0,75	1	> 1
<i>Consistance</i>	<i>Liquide</i>	<i>Très molle</i>	<i>Molle</i>	<i>Ferme</i>	<i>Très ferme</i>	<i>Dure</i>	

Qualificatif du sol en fonction de l'indice de consistance

Annexe VI.

Méthodologie de la détermination de la surface spécifique du sol

VI.1. Principe

L'essai consiste à mesurer la quantité de bleu de méthylène nécessaire pour recouvrir les surfaces interne et externe de toutes les particules argileuses présentes dans 100 g de sol. Cette quantité est la « valeur de bleu » de ce sol (VB ou VBS), exprimée en grammes de bleu pour 100 g de sol (fraction 0/50 mm).

VI.2. Déroulement de l'essai

L'adsorption s'effectue sur un sol mis à tremper dans l'eau et maintenu sous agitation. La valeur de bleu est mesurée par dosage volumétrique en procédant à des additions élémentaires de bleu de méthylène. La fin de l'addition correspond à une quantité de bleu dépassant la capacité d'adsorption du matériau. L'eau de trempage prend alors une coloration bleue caractéristique mise en évidence par le test de la tache.

VI.2.1. Matériel

- 1) Solution aqueuse de bleu de méthylène à $10 \text{ g} \pm 0,1 \text{ g/litre}$
- 2) Papier filtre de qualité déterminée
- 3) Baguette de verre
- 4) Agitateur mécanique
- 5) Burette

VI.2.2. Matériau

Passant à 80 μm obtenu par lavage de la fraction 0/50 mm du matériau à étudier : avec les tamis de décharge de 5 mm et 0,5 mm, on lave le matériau 0/50 mm. On récupère le passant à 80 μm , on laisse ensuite décanter, puis on siphonne et on sèche le matériau. Le matériau est ensuite broyé dans un mortier, puis tamisé à sec à 80 μm .

VI.2.3. Méthodologie de l'essai

- 1) Verser 200 ml d'eau déminéralisée dans un récipient de 500 ml

2) Disposer l'agitateur à ailettes à 1 cm du fond du récipient, régler la vitesse à 700 tours/mn

3) Prélever $30 \text{ g} \pm 0,1 \text{ g}$ (prendre en compte la teneur en eau résiduelle = 1,5%) du sol tamisé précédemment, le verser dans le récipient et attendre 5mn pour l'homogénéisation de la suspension

4) Séparément rincer la burette avec quelques ml de solution de bleu, remplir et ajuster le « 0 ».

5) Placer la burette au-dessus du récipient (un second remplissage sera nécessaire quand le volume de bleu consommé sera entre 50 et 100 ml).

6) Réduire la vitesse à 400 tour/mn. Cette vitesse d'agitation sera maintenue jusqu'au terme du dosage.

VI.2.4. Dosage

Verser 5 ml de solution de bleu dans la suspension et après une minute, avec la baguette de verre, prélever une goutte et la disposer sur le papier filtre. La goutte prélevée doit être telle que le diamètre du dépôt soit compris entre 8 et 12 mm.

En général, la tache formée comporte un dépôt central de matériau coloré en bleu soutenu entouré d'une zone humide incolore. L'adsorption maximale est atteinte quand une auréole bleu – clair persistante (bleu en excès) apparaît à la périphérie de la tache bleu soutenu. Tant que cette auréole n'apparaît pas, le test est négatif, et dans ce cas : ajouter 5 ml de solution, attendre une minute car l'adsorption n'est pas instantanée, prélever une goutte et tester sur papier filtre. Si le test n'est toujours pas positif, continuer les additions de bleu.

Quand l'auréole bleu-clair apparaît, arrêter d'ajouter la solution, et faire un prélèvement toute les minutes jusqu'à 4 fois (l'auréole doit persister 5 minutes).

a) Si l'auréole se maintient, le test est positif, le dosage terminé : Noter le volume total de solution utilisé.

b) Dans le cas contraire, continuer les ajouts mais à un rythme réduit : 2 ml jusqu'à persistance de l'auréole.

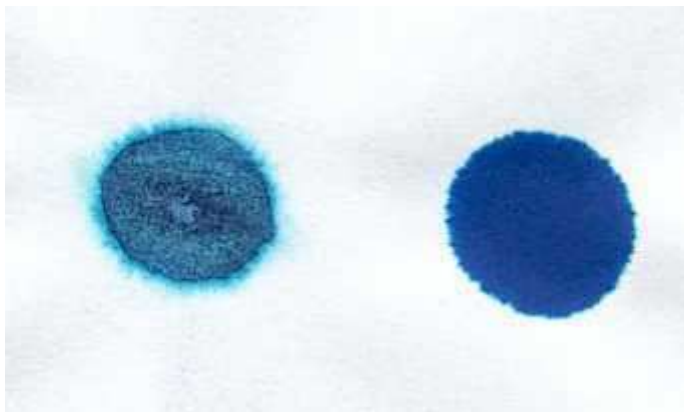
VI.3. Résultats

$$\text{Soit : } VBS = \frac{Vb \times 0,01}{M_s} \times 100 = \frac{Vb}{M_s}$$

Vb : Volume total utilisé de la solution de bleu de méthylène, en ml

Ms Masse sèche de fines de sol utilisée pour l'essai, en g

VBS : Valeur de bleu des fines, en g de bleu pour 100 g de fines



Qualificatif d'un sol en fonction de sa valeur de bleu

Valeur de bleu	type de sol
$VBS < 0,2$	sols sableux
$0,2 < VBS < 2,5$	sols limoneux
$2,5 < VBS < 6$	sols limono-argileux
$6 < VBS < 8$	sols argileux
$VBS > 8$	sols très argileux

VI.4. Application de la valeur de bleu à la détermination de la surface spécifique d'un sol

L'essai au bleu est en général utilisé pour la classification des sols, des sols routiers entre autre. On peut également utiliser la valeur VB pour calculer la surface spécifique d'un sol qui est la surface totale essentiellement interne (espace interfoliaire) (en m²) pour 1 g de sol. Connaissant

Une molécule de bleu de méthylène recouvre une surface de 130 Å

La masse molaire du bleu est de 319,86 g/mole

Le nombre d'Avogadro est de $6,022 \cdot 10^{23}$ molécules/mole

La surface spécifique se calcule par

$$S_c = \frac{VBS/100}{319,86} \times 130.10^{-20} \times 6,022 \times 10^{23}$$

$$\text{Soit : } S_c = 24,5 \times VBS$$

L'activité argileuse est le rapport entre le VBS et la teneur C2 en particules inférieures à 2 mm.

$$A_{CB} = \frac{VBS}{C_2}$$

Qualificatif de la fraction argileuse

Activité de la fraction argileuse du sol	Qualificatif
$0 < A_{CB} < 3$	inactive
$3 < A_{CB} < 5$	peu active
$5 < A_{CB} < 13$	moyenne
$13 < A_{CB} < 18$	active
$18 < A_{CB}$	très active

Annexe VII.

Les résultats des calculs des couplages des BD-Torri-Ks-FPTs de la phase 2, étape 1 du chapitre 4.

Tableau 1. Résultats du fonctionnement des couplages de BD-Torri-Ks-FPT de Brakensiek. Les calculs pour 6 échantillons avec les R_w mesurées.

Code	BD-Torri-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s}$ (m/s)	b	GMER	GSDER
201	Kaur-linear	1,04E-04	1,24E-06	84	0,015	2,831
202	Kaur-2nd_poly	1,04E-04	1,39E-06	75	0,018	2,883
203	Kaur-3rd_poly	1,04E-04	2,21E-06	47	0,032	3,084
204	Kaur_Int. linear	1,04E-04	2,26E-06	46	0,033	3,098
205	Adam	1,04E-04	7,69E-06	14	0,139	4,106
206	Rawls	1,04E-04	1,26E-05	8	0,236	4,617
207	Perie_B	1,04E-04	7,02E-06	15	0,125	4,240
208	Prevost_B	1,04E-04	5,88E-06	18	0,103	3,996
209	Federer_A	1,04E-04	1,02E-05	10	0,186	4,483
210	Federer_B	1,04E-04	4,18E-06	25	0,068	4,027
211	Post and Kwon	1,04E-04	2,82E-06	37	0,043	3,458
212	Tremblay	1,04E-04	1,00E-05	10	0,184	4,455
213	Benites_B	1,04E-04	1,93E-06	54	0,027	3,222
214	Tomassella et Hodnett	1,04E-04	6,98E-06	15	0,127	3,690
215	Bernoux et al.	1,04E-04	6,11E-06	17	0,107	3,816
216	Leonaviciute:H. A	1,04E-04	1,56E-06	67	0,021	2,943
217	Leonaviciute:H. E	1,04E-04	1,26E-06	83	0,016	2,598
218	Leonaviciute:H. B	1,04E-04	9,90E-07	105	0,011	2,588
219	Leonaviciute : H. BC-C	1,04E-04	3,91E-07	267	0,003	2,344
220	Saxton (2006)	1,04E-04	1,54E-06	68	0,020	2,623
222	Curtis and Post	1,04E-04	8,45E-06	12	0,153	4,280
223	Alexander-A	1,04E-04	4,46E-06	23	0,075	3,714
224	Alexander-B	1,04E-04	3,20E-06	33	0,051	3,488
225	Federer	1,04E-04	9,81E-06	11	0,180	4,472
226	Huntington-A	1,04E-04	6,56E-06	16	0,116	4,049
227	Huntington-B	1,04E-04	6,69E-06	16	0,119	4,117
228	Manrique and Jones-A	1,04E-04	3,50E-06	30	0,056	3,561
229	Manrique and Jones-B	1,04E-04	4,71E-06	22	0,080	3,760
230	Perie-A	1,04E-04	7,83E-06	13	0,140	4,320
231	Prevost_A	1,04E-04	6,79E-06	15	0,120	4,138
232	Drew	1,04E-04	3,32E-06	31	0,053	3,547
233	Benites-A	1,04E-04	1,80E-06	58	0,025	3,152

Tableau 2. Résultats du fonctionnement des couplages de BD-Torri-Ks-FPT de Vereecken. Les calculs pour 6 échantillons avec les R_w mesurées.

Code	BD-Torri-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{\tilde{K_s}}$ (m/s)	b	GMER	GSDER
301	Kaur-linear	1,04E-04	1,35E-05	8	0,139	1,957
302	Kaur-2nd_poly	1,04E-04	1,56E-05	7	0,164	1,968
303	Kaur-3nd_poly	1,04E-04	2,79E-05	4	0,317	2,002
304	Kaur_Int. linear	1,04E-04	2,57E-05	4	0,278	2,541
305	Adam	1,04E-04	1,93E-04	1	2,739	2,342
306	Rawls	1,04E-04	6,65E-04	0	10,518	2,507
307	Perie_B	1,04E-04	1,63E-04	1	2,234	2,569
308	Prevost_B	1,04E-04	1,18E-04	1	1,583	2,396
309	Federer_A	1,04E-04	3,54E-04	0	5,289	2,594
310	Federer_B	1,04E-04	6,92E-05	2	0,845	2,595
311	Post and Kwon	1,04E-04	3,89E-05	3	0,456	2,212
312	Tremblay	1,04E-04	3,45E-04	0	5,150	2,562
313	Benites_B	1,04E-04	2,36E-05	4	0,259	2,134
314	Tomasella et Hodnett	1,04E-04	1,74E-04	1	2,343	2,138
315	Bernoux et al.	1,04E-04	1,26E-04	1	1,708	2,165
316	Leonaviciute:H. A	1,04E-04	1,86E-05	6	0,194	2,098
317	Leonaviciute:H. E	1,04E-04	1,43E-05	7	0,146	1,920
318	Leonaviciute:H. B	1,04E-04	1,06E-05	10	0,104	1,900
319	Leonaviciute : H. BC-C	1,04E-04	3,74E-06	28	0,032	1,842
320	Saxton (2006)	1,04E-04	1,79E-05	6	0,188	1,806
322	Curtis and Post	1,04E-04	2,34E-04	0	3,363	2,480
323	Alexander-A	1,04E-04	7,54E-05	1	0,962	2,258
324	Alexander-B	1,04E-04	4,62E-05	2	0,556	2,194
325	Federer	1,04E-04	3,26E-04	0	4,822	2,613
326	Huntington-A	1,04E-04	1,43E-04	1	1,961	2,386
327	Huntington-B	1,04E-04	1,49E-04	1	2,033	2,454
328	Manrique and Jones-A	1,04E-04	5,27E-05	2	0,643	2,221
329	Manrique and Jones-B	1,04E-04	8,23E-05	1	1,061	2,275
330	Perie-A	1,04E-04	2,01E-04	1	2,813	2,596
331	Prevost_A	1,04E-04	1,53E-04	1	2,091	2,470
332	Drew	1,04E-04	4,59E-05	2	0,531	2,626
333	Benites-A	1,04E-04	2,16E-05	5	0,235	2,100

Tableau 3. Résultats du fonctionnement des couplages de BD-Torri-Ks-FPT de Saxton (1986). Les calculs pour 6 échantillons avec les R_w mesurées.

Code	BD-Torri-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{\tilde{K}_s}$ (m/s)	b	GMER	GSDER
401	Kaur-linear	1,04E-04	2,61E-07	400	0,004	2,872
402	Kaur-2nd_poly	1,04E-04	2,96E-07	353	0,004	2,807
403	Kaur-3nd_poly	1,04E-04	5,77E-07	181	0,006	2,602
404	Kaur_Int. linear	1,04E-04	6,02E-07	174	0,006	2,595
405	Adam	1,04E-04	8,11E-05	1,29	0,113	4,341
406	Rawls	1,04E-04	1,80E-02	0,01	6,839	8,555
407	Perie_B	1,04E-04	5,61E-05	2	0,073	5,003
408	Prevost_B	1,04E-04	1,75E-05	6	0,038	3,903
409	Federer_A	1,04E-04	1,16E-03	0	0,625	7,064
410	Federer_B	1,04E-04	4,38E-06	24	0,016	3,742
411	Post and Kwon	1,04E-04	1,07E-06	97	0,008	2,840
412	Tremblay	1,04E-04	9,99E-04	0,10	0,577	6,764
413	Benites_B	1,04E-04	4,84E-07	216	0,005	2,790
414	Tomasella et Hodnett	1,04E-04	4,59E-05	2	0,088	3,864
415	Bernoux et al.	1,04E-04	1,71E-05	6	0,044	3,257
416	Leonaviciute:H. A	1,04E-04	3,63E-07	288	0,005	2,819
417	Leonaviciute:H. E	1,04E-04	2,73E-07	383	0,004	2,830
418	Leonaviciute:H. B	1,04E-04	2,18E-07	478	0,004	2,991
419	Leonaviciute : H. BC-C	1,04E-04	1,43E-07	732	0,003	3,546
420	Saxton (2006)	1,04E-04	3,31E-07	315	0,004	2,659
422	Curtis and Post	1,04E-04	1,91E-04	0,55	0,182	5,330
423	Alexander-A	1,04E-04	4,53E-06	23	0,018	3,139
424	Alexander-B	1,04E-04	1,47E-06	71	0,010	2,837
425	Federer	1,04E-04	8,33E-04	0,13	0,476	6,948
426	Huntington-A	1,04E-04	3,14E-05	3	0,056	4,111
427	Huntington-B	1,04E-04	3,74E-05	3	0,061	4,404
428	Manrique and Jones-A	1,04E-04	1,95E-06	54	0,011	2,912
429	Manrique and Jones-B	1,04E-04	5,74E-06	18	0,021	3,234
430	Perie-A	1,04E-04	1,20E-04	0,87	0,120	5,563
431	Prevost_A	1,04E-04	4,14E-05	3	0,064	4,503
432	Drew	1,04E-04	1,68E-06	62	0,010	2,907
433	Benites-A	1,04E-04	4,30E-07	243	0,005	2,783

Tableau 4. Résultats du fonctionnement des couplages de BD-Torri-Ks-FPT de Saxton (2006). Les calculs pour 6 échantillons avec les R_w mesurées.

Code	BD-Torri-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{\tilde{K}_s}$ (m/s)	b	GMER	GSDER
501	Kaur-linear	1,04E-04	1,51E-06	69	0,018	2,200
502	Kaur-2nd_poly	1,04E-04	1,70E-06	61	0,021	2,238
503	Kaur-3nd_poly	1,04E-04	2,75E-06	38	0,039	2,381
504	Kaur_Int. linear	1,04E-04	2,81E-06	37	0,040	2,390
505	Adam	1,04E-04	1,09E-05	9,62	0,191	3,021
506	Rawls	1,04E-04	2,23E-05	4,69	0,412	3,282
507	Perie_B	1,04E-04	9,66E-06	11	0,168	3,163
508	Prevost_B	1,04E-04	7,87E-06	13	0,134	2,992
509	Federer_A	1,04E-04	1,56E-05	7	0,283	3,272
510	Federer_B	1,04E-04	5,35E-06	20	0,086	3,074
511	Post and Kwon	1,04E-04	3,53E-06	30	0,053	2,654
512	Tremblay	1,04E-04	1,54E-05	6,78	0,279	3,248
513	Benites_B	1,04E-04	2,38E-06	44	0,033	2,490
514	Tomasella et Hodnett	1,04E-04	1,02E-05	10	0,173	2,811
515	Bernoux et al.	1,04E-04	8,24E-06	13	0,141	2,815
516	Leonaviciute:H. A	1,04E-04	1,96E-06	53	0,025	2,378
517	Leonaviciute:H. E	1,04E-04	1,58E-06	66	0,019	2,125
518	Leonaviciute:H. B	1,04E-04	1,21E-06	86	0,013	2,068
519	Leonaviciute : H. BC-C	1,04E-04	4,69E-07	223	0,003	1,993
520	Saxton (2006)	1,04E-04	1,91E-06	55	0,024	2,055
522	Curtis and Post	1,04E-04	1,22E-05	9	0,217	3,147
523	Alexander-A	1,04E-04	5,77E-06	18	0,094	2,808
524	Alexander-B	1,04E-04	4,04E-06	25,87	0,062	2,668
525	Federer	1,04E-04	1,49E-05	7	0,268	3,275
526	Huntington-A	1,04E-04	8,94E-06	12	0,154	3,011
527	Huntington-B	1,04E-04	9,13E-06	11	0,158	3,067
528	Manrique and Jones-A	1,04E-04	4,45E-06	23	0,070	2,715
529	Manrique and Jones-B	1,04E-04	6,14E-06	17,00	0,101	2,837
530	Perie-A	1,04E-04	1,10E-05	9	0,194	3,208
531	Prevost_A	1,04E-04	9,29E-06	11	0,161	3,083
532	Drew	1,04E-04	4,20E-06	25	0,065	2,710
533	Benites-A	1,04E-04	2,22E-06	47	0,030	2,439

Tableau 5. Résultats du fonctionnement des couplages de BD-Torri-Ks-FPT de Wösten (1997). Les calculs pour 6 échantillons avec les R_w mesurées.

Code	BD-Torri-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{\tilde{K_s}}$ (m/s)	b	GMER	GSDER
701	Kaur-linear	1,04E-04	1,41E-05	7	0,193	2,046
702	Kaur-2nd_poly	1,04E-04	1,52E-05	7	0,230	2,194
703	Kaur-3nd_poly	1,04E-04	2,06E-05	5	0,387	3,078
704	Kaur_Int. linear	1,04E-04	2,09E-05	5	0,395	3,137
705	Adam	1,04E-04	2,25E-05	5	0,320	10,676
706	Rawls	1,04E-04	5,95E-06	18	0,063	26,484
707	Perie_B	1,04E-04	2,47E-05	4	0,382	9,036
708	Prevost_B	1,04E-04	2,79E-05	4	0,456	7,747
709	Federer_A	1,04E-04	1,31E-05	8	0,170	14,575
710	Federer_B	1,04E-04	2,96E-05	4	0,543	5,714
711	Post and Kwon	1,04E-04	2,46E-05	4	0,478	4,095
712	Tremblay	1,04E-04	1,36E-05	8	0,175	14,534
713	Benites_B	1,04E-04	1,92E-05	5	0,352	3,054
714	Tomasella et Hodnett	1,04E-04	2,38E-05	4	0,344	10,365
715	Bernoux et al.	1,04E-04	2,72E-05	4	0,424	8,539
716	Leonaviciute:H. A	1,04E-04	1,68E-05	6	0,278	2,664
717	Leonaviciute:H. E	1,04E-04	1,48E-05	7	0,203	2,250
718	Leonaviciute:H. B	1,04E-04	1,25E-05	8	0,137	2,116
719	Leonaviciute : H. BC-C	1,04E-04	6,40E-06	16	0,018	4,012
720	Saxton (2006)	1,04E-04	1,63E-05	6	0,255	2,346
722	Curtis and Post	1,04E-04	1,96E-05	5	0,273	11,159
723	Alexander-A	1,04E-04	2,89E-05	4	0,518	5,897
724	Alexander-B	1,04E-04	2,62E-05	4	0,503	4,431
725	Federer	1,04E-04	1,43E-05	7	0,190	13,186
726	Huntington-A	1,04E-04	2,61E-05	4	0,407	8,472
727	Huntington-B	1,04E-04	2,58E-05	4	0,402	8,536
728	Manrique and Jones-A	1,04E-04	2,73E-05	4	0,517	4,789
729	Manrique and Jones-B	1,04E-04	2,90E-05	4	0,511	6,203
730	Perie-A	1,04E-04	2,18E-05	5	0,323	9,846
731	Prevost_A	1,04E-04	2,55E-05	4	0,395	8,641
732	Drew	1,04E-04	2,67E-05	4	0,512	4,587
733	Benites-A	1,04E-04	1,83E-05	6	0,326	2,822

Tableau 6. Résultats du fonctionnement des couplages de BD-Torri-Ks-FPT de Wösten (1999). Les calculs pour 6 échantillons avec les R_w mesurées.

Code	BD-Torri-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s}^{\approx}$ (m/s)	b	GMER	GSDER
801	Kaur-linear	1,04E-04	4,05E-06	26	0,071	3,186
802	Kaur-2nd_poly	1,04E-04	4,33E-06	24	0,076	3,191
803	Kaur-3nd_poly	1,04E-04	5,57E-06	19	0,100	3,219
804	Kaur_Int. linear	1,04E-04	5,65E-06	19	0,101	3,223
805	Adam	1,04E-04	1,20E-05	9	0,224	3,772
806	Rawls	1,04E-04	1,83E-05	6	0,348	3,786
807	Perie_B	1,04E-04	1,12E-05	9	0,209	3,889
808	Prevost_B	1,04E-04	9,96E-06	10	0,185	3,853
809	Federer_A	1,04E-04	1,48E-05	7	0,280	3,830
810	Federer_B	1,04E-04	8,00E-06	13	0,147	4,053
811	Post and Kwon	1,04E-04	6,38E-06	16	0,116	3,959
812	Tremblay	1,04E-04	1,47E-05	7	0,277	3,821
813	Benites_B	1,04E-04	5,15E-06	20	0,092	4,035
814	Tomasella et Hodnett	1,04E-04	1,13E-05	9	0,212	3,564
815	Bernoux et al.	1,04E-04	1,02E-05	10	0,190	3,701
816	Leonaviciute:H. A	1,04E-04	4,59E-06	23	0,082	3,976
817	Leonaviciute:H. E	1,04E-04	4,10E-06	25	0,072	3,887
818	Leonaviciute:H. B	1,04E-04	3,60E-06	29	0,063	3,989
819	Leonaviciute : H. BC-C	1,04E-04	2,21E-06	47	0,037	4,271
820	Saxton (2006)	1,04E-04	4,57E-06	23	0,081	3,755
822	Curtis and Post	1,04E-04	1,28E-05	8	0,241	3,854
823	Alexander-A	1,04E-04	8,36E-06	12	0,154	3,902
824	Alexander-B	1,04E-04	6,86E-06	15	0,125	3,966
825	Federer	1,04E-04	1,44E-05	7	0,271	3,877
826	Huntington-A	1,04E-04	1,07E-05	10	0,200	3,869
827	Huntington-B	1,04E-04	1,08E-05	10	0,202	3,896
828	Manrique and Jones-A	1,04E-04	7,24E-06	14	0,132	3,954
829	Manrique and Jones-B	1,04E-04	8,66E-06	12	0,160	3,896
830	Perie-A	1,04E-04	1,21E-05	9	0,227	3,919
831	Prevost_A	1,04E-04	1,10E-05	10	0,204	3,899
832	Drew	1,04E-04	7,01E-06	15	0,128	3,978
833	Benites-A	1,04E-04	4,97E-06	21	0,089	4,104

Annexe VIII.

La méthode Monte Carlo (MCM)

La méthode Monte Carlo (MCM) est une méthode numérique plus générale. Elle permet de reconstituer un phénomène aléatoire en simulant un échantillon fictif de réalisation à partir d'hypothèses sur les variables aléatoires.

Le principe de cette méthode n'est plus de propager l'incertitude via le modèle, mais la fonction de densité de probabilité (PDF) des grandeurs d'entrée afin d'obtenir la PDF associée au mesurande. La PDF de chaque grandeur d'entrée étant connue, la PDF du mesurande Y peut être analytiquement obtenue par la formule de Markov. En pratique, mis à part pour des modèles très simples, l'intégrale multiple ne peut pas être évaluée analytiquement.

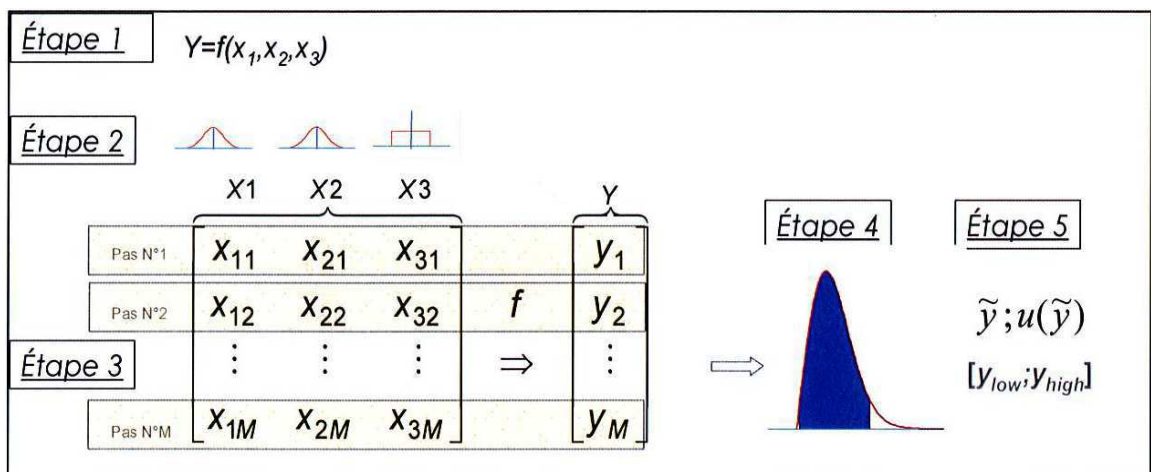
Cette approche alternative peut se résumer étape par étape, voir la figure ci-dessous, selon le processus suivant :

1. définir le mesurande, le processus de mesure, les facteurs d'influence et expliquer le modèle mathématique. Cette étape, essentielle, est en fait commune à toutes les méthodes d'évaluation de l'incertitude.
2. associer à chaque grandeur d'entrée une distribution (normale, rectangulaire, etc.) ou une distribution conjointe dans le cas de variables corrélées. Ce choix doit être fait en tenant compte de l'information disponible et selon le principe du maximum d'entropie. C'est-à-dire choisir la PDF g qui maximise l'entropie S :
$$S[g] = - \int g_X(\xi) \ln g_X(\xi) d\xi$$
3. Générer M réalisation de chaque grandeur d'entrée par tirages dans leur PDF. Pour effectuer ces simulations, il est nécessaire de disposer d'un générateur de nombres pseudo aléatoires suffisamment performant (il doit passer un certain nombre de tests).
4. Calculer via le modèle mathématique les M valeurs obtenues de la grandeur de sortie, ce qui permet de construire la distribution empirique du mesurande.
5. Synthétiser l'information obtenue sur le mesurande en restituant :

- L'espérance mathématique
- L'écart type
- L'intervalle le plus court au niveau de probabilité spécifié (souvent 95%)

La méthode d'évaluation de l'incertitude par propagation des distributions ainsi décrite présente plusieurs avantages par rapport à l'approche traditionnelle basée sur la loi de propagation de l'incertitude :

- Plus aucun calcul de dérivée partielle n'est nécessaire
- Plus de limite de validité de la méthode liée au non linéarité du modèle et/ou des incertitudes « fortes » sur les grandeurs d'entrée.
- Plus aucune difficulté liée au choix du facteur d'élargissement.



Annexe IX.

Programme Scilab pour faire l'analyse de propagation des erreurs par les FPTs par la méthode Mont Carlo

```
Sheets = readxls('Entrees.xls');

s1=Sheets(1);

s2=Sheets(2);

pour=0.05;

stacksize('max');

funcprot(0);

function [BD, BDT, ErrMo, ErrS]=calcul_BD(i)

    ErrMo=rand(1,1,'normal');ErrS=rand(1,1,'normal');

    B=s1.value(:,i+1);

    B3=B(3)*(1+ErrMo*pour);

    B4=B(4);B5=B(5);B6=B(6)*(1+ErrS*pour);B7=B(7);B8=B(8);B9=B(9);B10=B(10);B11
=B(11);B12=B(12);B13=B(13);B14=B(14); B15=B(15);B16=B(16);B17=B(17);

    E=s1.value(:,i+3);

    E7=E(7);E8=E(8);E9=E(9);E10=E(10);E11=E(11);E12=E(12);E13=E(13);E14=E(14);
    E15=E(15);E16=E(16);E17=E(17);

    H=s1.value(:,i+4);

    H7=H(7);H8=H(8);H9=H(9);H10=H(10);H11=H(11);H12=H(12);H13=H(13);H14=H(14
);H15=H(15);H16=H(16);H17=H(17);

    if (i==1) then

        BD=B7+(B8*B3)+(B9*B4)+(B10*B5);
```

```

elseif(i==2)
    BD=B7+(B8*B3)+(B9*B3^2)+(B10*B4*B6)+(B11*B4^2)+(B12*B3*B4)
elseif(i==3)
    BD=B7+(B8*B3)+(B9*B3^3)+(B10*B4*B6)+(B11*B4^3)
elseif(i==4)
    BD=exp((B7+(B8*B3)+(B9*B4)+(B10*B4^2)+(B11*B5)))
elseif(i==5)
    BD=10^(B7+(B8*log10(B3))+(B9*(log10(B3))^2))/100
elseif(i==6)
    BD=100/((B3/B4)+(100-B3)/B5)
elseif(i==7)
    BD=B7+(B8*(B3)^0.5)
elseif(i==8)
    BD=B7+(B8*(B3)^0.5)
elseif(i==9)
    BD=exp(B7+(B8*log(B3))+B9*(log(B3))^2)
elseif(i==10)
    BD=exp(B7+(B8*log(B3))+B9*(log(B3))^2)
elseif(i==11)
    BD=exp(B7+(B8*log(B3))+B9*(log(B3))^2)
elseif(i==12)
    BD=B7+(B8*(B3))
elseif(i==13)
    BD=B7+(B8*(B3)^0.5)

```

```

elseif(i==14)

    
$$BD = 100 / ((B3/B4) + (100 - B3/B5))$$


elseif(i==15)

    
$$BD = B7 + (B8 * B3) + (B9 * B5) + (B10 * B4)$$


elseif(i==16)

    
$$BD = B7 + (B8 * B4) + (B9 * B3)$$


elseif(i==17)

    
$$BD = B7 + (B8 * B3) + (B9 * \log(B3)) + (B10 * (\log(B3))^2)$$


elseif(i==18)

    
$$BD = (B4 * B5) / ((B5 * B3) + ((1 - B3) * B4))$$


elseif(i==19)

    
$$BD = \exp(B7 + B8 * \log(B3) + B9 * (\log(B3))^2)$$


elseif(i==20)

    
$$BD = (B4 * B5) / ((B5 * B3) + ((1 - B3) * B4))$$


elseif(i==21)

    
$$BD = (B4 * B5) / ((B5 * B3) + ((1 - B3) * B4))$$


elseif(i==22)

    
$$BD = (B4 * B5) / ((B5 * B3) + ((1 - B3) * B4))$$


elseif(i==23)

    
$$BD = (B4 * B5) / ((B5 * B3) + ((1 - B3) * B4))$$


elseif(i==24)

    
$$BD = (B4 * B5) / ((B5 * B3) + ((1 - B3) * B4))$$


elseif(i==25)

    
$$BD = 1 / (B7 + (B8 * B3))$$


```



```

elseif(i==26)
    BD=B7+(B8*(B3)^0.5)
elseif(i==27)
    BD=100/((B3/B4)+((100-B3)/B5))
elseif(i==28)
    BD=B7+(B8*B5)+(B9*B4)+(B10*B3);
elseif(i==29)
    BD=B7+(B8*log(B5))+(B9*log(B4))+(B10*log(B6))+(B11*log(B3));
elseif(i==30)
    BD=B7+(B8*log(B5))+(B9*log(B4))+(B10*log(B6))+(B11*log(B3));
elseif(i==31)
    BD=B7+(B8*log(B5))+(B9*log(B4))+(B10*log(B6))+(B11*log(B3));
elseif(i==32)

teta33t=(B8*B6)+(B9*B4)+(B10*B3)+(B11*B6*B3)+(B12*B4*B3)+(B13*B6*B4)+B14;

    teta33=teta33t+(B15*(teta33t^2))+(B16*teta33t)+B17;

tetas_33t=(E8*B6)+(E9*B4)+(E10*B3)+(E11*B6*B3)+(E12*B4*B3)+(E13*B4*B6)+E14;

    tetas_33=tetas_33t+(E15*tetas_33t)+E16;

    tetas=teta33+tetas_33+(H8*B6)+H9;

    BD=(1-tetas)*2.65;

end

    BDT=BD*(1-(1.61*(0.3^3.39)));

endfunction

```

```

function Ks=Calcul_Ks(i, j, k) // i:1-->32; j:1-->10; k=0 pour BD et k=1 pour BDT

[BD,BDT,ErrMo,ErrS]=calcul_BD(i);

B=s2.value(:,j+1);

B3=B(3)*(1+ErrMo*pour);
B4=B(4);B5=B(5);B6=B(6)*(1+ErrS*pour);B8=B(8);B9=B(9);B10=B(10);B11=B(11);B
12=B(12);B13=B(13);B14=B(14);
B15=B(15);B16=B(16);B17=B(17);B18=B(18);B19=B(19);B20=B(20);B21=B(21);B22
=B(22);B23=B(23);B24=B(24);

if (k==0) then

    B7=BD

elseif (k==1)

    B7=BDT;

end

if (j==1) then

    Ks=B11*(10^(B12+(B13*B6)+(B14*B4)))/8640000 ;

elseif(j==2)

    Ks=(B11/8640000)*exp((B12*(1-(B7/B8)))-B13-(B14*B4)+(B15*B6*B6)-
(B16*B4*B4)-(B17*((1-(B7/B8))^2))+(B18*B6*(1-(B7/B8)))-(B19*B6*B6*(1-
(B7/B8))^2)-(B20*B4*B4*(1-(B7/B8))^2)+(B21*B6*B6*B4)+(B22*B4*B4*(1-
(B7/B8)))+(B23*B6*B6*(1-(B7/B8)))-(B24*B4*B4*B6));

elseif(j==3)

    Ks=(exp(B11-(B12*log(B4))-(B13*log(B6))-(B14*log(B3))-
(B15*B7)))/8640000

elseif(j==4)

    Ks=0.000000115741*exp(exp(12.012-((0.0755)*B6)+((-
3.895+(0.03671*B6)-(0.1103*B4)+((0.00087546)*(B4^2)))/(1-(B7/B8))))))

```

```

elseif(j==5)

Ks=B11*(exp((B12+(B13*B6))+(((B14+(B15*B6)+(B16*B4)+(B17*(B4^2)))/(1-
(B7/B8))))))

elseif(j==6)

Ks=(B11*((B4+B5)^B12))/360000

elseif(j==7)

Ks=0.000000115741*exp(B11+(B12*B7)+(B13*(B7^2))+(B14*B3)+(B15*(B3^2))+(B1
6*log(B3))+(B17*B4*B3)+(B18*B3*B7))

elseif(j==8)

Ks=0.000000115741*exp(7.755+(0.0352*B5)+(0.93*B10)-(0.967*(B7^2))-
(0.000484*(B4^2))-(0.000322*(B5^2))+(0.001/B5)-(0.0748/B3)-(0.643*log(B5))-
(0.01398*B7*B4)-(0.1673*B7*B3)+(0.02986*B10*B4)-(0.03305*B10*B5))

elseif(j==9)

dg=exp((B4*log(B10))+(B5*log(B11))+(B6*log(B12)));

c=(B4*(log(B10))^2)+(B5*(log(B11))^2)+(B6*(log(B12))^2);

d=((B4*log(B10))+(B5*log(B11))+(B6*log(B12)))^2;

sig_g=c-d;

b=dg^0.5+0.2*sig_g;

x=0.00004*((1.3/B7)^(1.3*b));

y=exp((-6.9*B4)+(-3.7*B5));

Ks=x*y;

elseif(j==10)

Ks=(0.0000002556)*exp(0.0491*B6);

end

```

```

endfunction

function Resultat=calcul_Erreur(i, j, m) //m pour le nb de simulations

for n=1:m

    Ks0(n)=Calcul_Ks(i,j,0); //pour BD

    Ks1(n)=Calcul_Ks(i,j,1); // pour BDT

    [BD(n),BDT(n),ErrMo(n),ErrS(n)]=calcul_BD(i);

end

MKs0=mean(Ks0);

MKs1=mean(Ks1);

MBD=mean(BD);

MBDT=mean(BDT);

ErrKs0=st_deviation(Ks0)/MKs0*100;

ErrKs1=st_deviation(Ks1)/MKs1*100;

ErrBD=st_deviation(BD)/MBD*100;

ErrBDT=st_deviation(BDT)/MBDT*100;

ErrMo=st_deviation(ErrMo)*pour*100;

ErrS=st_deviation(ErrS)*pour*100;

Resultat=[ErrMo,ErrS,MBD,ErrBD,MKs0,ErrKs0,MBDT,ErrBDT,MKs1,ErrKs1];

endfunction

Resultats=[];

m=1;

for i=1:32; //:32

```

```
for j=1:10; //10
    Resultat=calcul_Erreur(i,j,m);
    Resultats=[Resultats;Resultat];
end
end

fprintfMat('Resultats.txt',Resultats,'%5.10f');
```

Annexe X.

Détermination la masse volumique apparente sèche du sol (Méthode d'excavation)

La masse volumique apparente est utilisée conjointement avec la masse volumique des particules (voir l'ISO 11508) pour calculer la teneur en solides et la porosité du sol en vue de l'évaluation de la structure du sol, et pour convertir les concentrations de substances dans le sol de masse/volume et masse/masse, et inversement.

X.1. Définition

La masse volumique (densité) apparente du sol est le rapport de la masse du solide, après séchage dans une étuve, au volume de terre.

Le volume apparent comprend le volume du solide et le volume des pores. L'unité g/cm^3 est une unité très fréquemment utilisée.

X.2. Méthode d'excavation

Détermination de la masse volumique apparente par excavation, séchage et pesage d'une certaine quantité de terre, dont le volume est déterminé par remplissage de la cavité avec du sable. Cette méthode s'applique aux sols caillouteux et/ou graveleux.

X.2.1. Appareillage

- Matériel pour creuser la terre : pelle plane, longue, aux arêtes vives, profilée.
- Matériel pour échantillonnage : pelle plane profilée, couteau (pour les sols plus durs ou pierreux), pioche, burin, marteau.
- Matériel pour collecter et nettoyer : feuille de plastique, brosse, sacs de plastique résistant à la chaleur ou boîtes métalliques.
- Film plastique mince : flexible mais stable.
- Matériel pour répartir le sable : entonnoir muni d'une jauge et éprouvette graduée d'une capacité de 1 dm³.

- Sable sec calibré, de quantité connue t à grains d'un diamètre compris entre 500 micron et 700 micron.
- Balance, permettant de peser.
- Etuve : chauffée et ventilée, capable de maintenir une température de 105°C.
- Dessiccateur à vide.
- Tamis, ayant une ouverture de maille de 2 mm.

X.2.2. Mode opératoire sur le terrain

Niveler la surface du sol au moyen d'une lame en métal rectiligne. Creuser un trou dans le sol ainsi nivelé caractérisé par une teneur représentative en gros gravier et cailloux. Transférer la terre excavée dans des sacs pour analyse en laboratoire.

Revêtir la cavité avec un film plastique mince t , à l'aide de l'entonnoir verser une quantité connue de sable calibré d'une hauteur de 5 cm à ras bord, puis niveler la surface avec la lame, mais sans tasser. Remettre l'excès de sable dans l'éprouvette et lire le volume obtenu ; l'écart avec le volume initial est le volume V de la cavité.

X.2.3. Mode opératoire en laboratoire

Déterminer la masse, en gramme, de la terre humide (M_H) extraite au moyen d'une balance. Séparer les cailloux et graviers de la terre fine au moyen un tamis (nettoyer les morceaux sales et gravier avec un chiffon ou une brosse dure) et les peser au moyen d'une balance de laboratoire (M_{CH}) et aussi la terre fine (inférieure à 2 mm) (M_{mH}). Sécher les cailloux et gravier et la terre fine dans l'étuve à 105°C et les peser après refroidissement (M_c et M_m) sur la balance de laboratoire.

Note : Si les particules fines se sont collées sur la surface des cailloux, il faut passer par la voie humide de tamisage au tamis 2 mm et récupérer les passant à 2 mm.

Déterminer le volume des cailloux (V_c) en trompant les cailloux dans une éprouvette remplisse à une quantité définie avec d'eau.

X.2.4. Calcul

Les niveaux différents de la masse volumique apparente de l'échantillon du sol se calculent en utilisant les équations ci-dessous :

BD = La masse volumique apparente mesurée de l'échantillon du sol

$$BD = \frac{M}{V}$$

BD_m = La masse volumique apparente de la matrice fine dans l'échantillon du sol caillouteux (y compris l'effet de la porosité imposée par les cailloux)

$$BD_m = \frac{M - M_c}{V - V_c} = \frac{M_m}{V - V_c}$$

BD_c = La masse volumique apparente des cailloux dans l'échantillon du sol

$$BD_c = \frac{M_c}{V_c}$$

$BD_{m/T}$ = La masse volumique apparente partielle de la matrice fine de l'échantillon du sol

$$BD_{m/T} = \frac{M_m}{V}$$

$BD_{c/T}$ = La masse volumique partielle des cailloux de l'échantillon du sol

$$BD_{c/T} = \frac{M_c}{V}$$

V = Le volume de l'échantillon du sol

V_m = Le volume de la matrice fine dans l'échantillon du sol (< 2 mm)

V_c = Le volume des cailloux dans l'échantillon du sol (> 2 mm)

M = La masse sèche de l'échantillon du sol

M_m = La masse de la matrice fine dans l'échantillon du sol (< 2 mm)

M_c = La masse des cailloux dans l'échantillon du sol (> 2 mm)

Annexe XI.

Tableaux des calculs des couplages de BD-Ks-FPT et Torri-BD-Ks-FPT avec les critères statistiques aux étapes 1 et 2 de la phase 1 du chapitre 4

Tableau 1. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés b, GMER, GSDER et DT pour 32 BD- FPTs couplées avec la Ks-FPT de Vereecken

Code	BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s}$ (m/s)	b	GMER	GSDER
301	Kaur-linear	1,09E-04	6,29E-07	173	0,010	3,012
302	Kaur-2nd_poly	1,09E-04	7,74E-07	141	0,012	3,014
303	Kaur-3nd_poly	1,09E-04	1,74E-06	63	0,027	3,016
304	Kaur_Int. linear	1,09E-04	1,82E-06	60	0,028	4,742
305	Adam	1,09E-04	2,62E-05	4	0,400	3,083
306	Rawls	1,09E-04	1,35E-04	1	2,065	3,047
307	Perie_B	1,09E-04	2,21E-05	5	0,332	3,338
308	Prevost_B	1,09E-04	1,39E-05	8	0,211	3,203
309	Federer_A	1,09E-04	6,20E-05	2	0,937	3,217
310	Federer_B	1,09E-04	6,96E-06	16	0,104	3,533
311	Post and Kwon	1,09E-04	2,95E-06	37	0,045	3,152
312	Tremblay	1,09E-04	5,94E-05	2	0,901	3,191
313	Benites_B	1,09E-04	1,45E-06	75	0,022	3,117
314	Tomasella et Hodnett	1,09E-04	2,04E-05	5	0,313	3,122
315	Bernoux et al.	1,09E-04	1,38E-05	8	0,212	2,947
316	Leonaviciute:H. A	1,09E-04	1,03E-06	106	0,016	3,319
317	Leonaviciute:H. E	1,09E-04	6,61E-07	165	0,010	3,093
318	Leonaviciute:H. B	1,09E-04	4,34E-07	251	0,007	3,024
319	Leonaviciute : H. BC-C	1,09E-04	9,62E-08	1133	0,002	3,073
320	Saxton (2006)	1,09E-04	8,50E-07	128	0,013	2,922
322*	Curtis and Post	1,09E-04	3,50E-05	3	0,531	3,177
323	Alexander-A	1,09E-04	7,33E-06	15	0,112	3,120
324	Alexander-B	1,09E-04	3,72E-06	29	0,057	3,112
325	Federer	1,09E-04	5,59E-05	2	0,842	3,250
326	Huntington-A	1,09E-04	1,79E-05	6	0,274	3,187
327	Huntington-B	1,09E-04	1,91E-05	6	0,289	3,225
328	Manrique and Jones-A	1,09E-04	4,47E-06	24	0,069	3,144
329	Manrique and Jones-B	1,09E-04	8,29E-06	13	0,126	3,127
330	Perie-A	1,09E-04	2,94E-05	4	0,440	3,317
331	Prevost_A	1,09E-04	1,99E-05	5	0,300	3,233
332	Drew	1,09E-04	4,05E-06	27	0,062	3,146
333	Benites-A	1,09E-04	1,27E-06	86	0,019	3,084

(*) le code numéro 21 a été réservé pour la BD-FPT de Torri et al. (1994).

Tableau 2. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés b, GMER, GSDER et DT pour 32 BD- FPTs couplées avec la Ks-FPT de Saxton (1986)

Code	BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s^*}$ (m/s)	b	GMER	GSDER	DT
401	Kaur-linear	1,09E-04	1,18E-07	923	0,002	2,993	611,603
402	Kaur-2nd_poly	1,09E-04	1,19E-07	916	0,002	2,995	606,584
403	Kaur-3nd_poly	1,09E-04	1,26E-07	866	0,002	3,010	570,940
404	Kaur_Int. linear	1,09E-04	1,27E-07	862	0,002	3,020	568,129
405	Adam	1,09E-04	3,85E-07	283	0,006	3,640	183,012
406	Rawls	1,09E-04	4,68E-06	23	0,087	5,901	19,771
407	Perie_B	1,09E-04	3,32E-07	328	0,006	4,170	213,293
408	Prevost_B	1,09E-04	2,38E-07	459	0,004	3,511	294,882
409	Federer_A	1,09E-04	1,09E-06	100	0,019	5,317	71,112
410	Federer_B	1,09E-04	1,70E-07	642	0,003	3,520	406,750
411	Post and Kwon	1,09E-04	1,35E-07	805	0,002	3,072	525,487
412	Tremblay	1,09E-04	1,03E-06	106	0,018	5,064	74,462
413	Benites_B	1,09E-04	1,24E-07	881	0,002	3,020	579,956
414	Tomasella et Hodnett	1,09E-04	3,10E-07	351	0,005	3,521	221,688
415	Bernoux et al.	1,09E-04	2,37E-07	461	0,004	3,124	301,565
416	Leonaviciute:H. A	1,09E-04	1,21E-07	903	0,002	3,024	591,758
417	Leonaviciute:H. E	1,09E-04	1,18E-07	921	0,002	2,996	609,621
418	Leonaviciute:H. B	1,09E-04	1,17E-07	932	0,002	2,991	617,784
419	Leonaviciute : H. BC-C	1,09E-04	1,16E-07	942	0,002	2,987	625,442
420	Saxton (2006)	1,09E-04	1,20E-07	912	0,002	2,986	605,137
422*	Curtis and Post	1,09E-04	5,18E-07	211	0,009	4,185	138,913
423	Alexander-A	1,09E-04	1,73E-07	630	0,003	3,190	407,773
424	Alexander-B	1,09E-04	1,42E-07	769	0,002	3,081	502,153
425	Federer	1,09E-04	9,37E-07	116	0,017	5,297	82,164
426	Huntington-A	1,09E-04	2,81E-07	388	0,005	3,666	247,929
427	Huntington-B	1,09E-04	2,95E-07	369	0,005	3,753	238,341
428	Manrique and Jones-A	1,09E-04	1,48E-07	736	0,002	3,123	477,495
429	Manrique and Jones-B	1,09E-04	1,82E-07	599	0,003	3,224	387,376
430	Perie-A	1,09E-04	4,30E-07	254	0,007	4,436	167,838
431	Prevost_A	1,09E-04	3,04E-07	358	0,005	3,793	231,837
432	Drew	1,09E-04	1,45E-07	755	0,002	3,106	490,936
433	Benites-A	1,09E-04	1,22E-07	890	0,002	3,011	587,461

(*) le code numéro 21 a été réservé pour la BD-FPT de Torri et al. (1994).

Tableau 3. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés b, GMER, GSDER et DT pour 32 Torri-BD- FPTs couplées avec la Ks-FPT de Saxton (1986) pour $R_w=0,50$

Code	BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s}$ (m/s)	b	GMER	GSDER	DT
401-50	Kaur-linear	1,09E-04	1,50E-07	726	0,002	3,061	474,135
402-50	Kaur-2nd_poly	1,09E-04	1,58E-07	690	0,002	3,078	449,955
403-50	Kaur-3nd_poly	1,09E-04	2,09E-07	522	0,003	3,184	336,983
404-50	Kaur_Int. linear	1,09E-04	2,13E-07	512	0,003	3,401	330,446
405-50	Adam	1,09E-04	2,94E-06	37	0,054	5,456	28,656
406-50	Rawls	1,09E-04	1,41E-04	1	3,032	12,677	14,772
407-50	Perie_B	1,09E-04	2,23E-06	49	0,041	6,759	40,235
408-50	Prevost_B	1,09E-04	1,14E-06	95	0,020	4,952	66,805
409-50	Federer_A	1,09E-04	1,69E-05	6	0,330	9,775	11,773
410-50	Federer_B	1,09E-04	5,28E-07	207	0,009	5,076	140,005
411-50	Post and Kwon	1,09E-04	2,75E-07	397	0,004	3,474	255,873
412-50	Tremblay	1,09E-04	1,53E-05	7	0,298	9,183	11,707
413-50	Benites_B	1,09E-04	1,94E-07	563	0,003	3,226	363,974
414-50	Tomasella et Hodnett	1,09E-04	1,96E-06	56	0,037	5,467	39,790
415-50	Bernoux et al.	1,09E-04	1,13E-06	96	0,019	3,669	64,353
416-50	Leonaviciute:H. A	1,09E-04	1,72E-07	635	0,003	3,276	403,244
417-50	Leonaviciute:H. E	1,09E-04	1,52E-07	718	0,002	3,086	464,772
418-50	Leonaviciute:H. B	1,09E-04	1,40E-07	781	0,002	3,039	511,069
419-50	Leonaviciute : H. BC-C	1,09E-04	1,20E-07	906	0,002	2,999	597,866
420-50	Saxton (2006)	1,09E-04	1,62E-07	673	0,002	3,003	441,920
422-50*	Curtis and Post	1,09E-04	4,97E-06	22	0,093	6,859	20,491
423-50	Alexander-A	1,09E-04	5,54E-07	197	0,009	3,933	128,888
424-50	Alexander-B	1,09E-04	3,18E-07	342	0,005	3,511	221,192
425-50	Federer	1,09E-04	1,32E-05	8	0,257	9,653	13,170
426-50	Huntington-A	1,09E-04	1,61E-06	68	0,029	5,425	48,891
427-50	Huntington-B	1,09E-04	1,78E-06	61	0,032	5,640	46,070
428-50	Manrique and Jones-A	1,09E-04	3,63E-07	300	0,006	3,684	193,077
429-50	Manrique and Jones-B	1,09E-04	6,27E-07	174	0,011	4,053	114,719
430-50	Perie-A	1,09E-04	3,59E-06	30	0,066	7,428	28,119
431-50	Prevost_A	1,09E-04	1,88E-06	58	0,034	5,744	44,071
432-50	Drew	1,09E-04	3,38E-07	323	0,006	3,612	208,466
433-50	Benites-A	1,09E-04	1,84E-07	592	0,003	3,177	383,729

(*) Le code numéro 21 a été réservé pour la BD-FPT de Torri et al. (1994).

Tableau 4. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés b, GMER, GSDER et DT pour les 32 BD-FPTs couplées avec la Ks-FPT de Saxton (2006)

Code	BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s}$ (m/s)	b	GMER	GSDER	DT
501	Kaur-linear	1,09E-04	5,74E-08	1899	0,001	3,543	1246,115
502	Kaur-2nd_poly	1,09E-04	7,83E-08	1392	0,001	3,528	918,307
503	Kaur-3nd_poly	1,09E-04	2,35E-07	465	0,004	3,446	312,620
504	Kaur_Int. linear	1,09E-04	2,47E-07	441	0,004	7,022	296,990
505	Adam	1,09E-04	3,34E-06	33	0,051	3,336	24,382
506	Rawls	1,09E-04	1,03E-05	11	0,157	3,234	8,750
507	Perie_B	1,09E-04	2,93E-06	37	0,044	3,532	28,779
508	Prevost_B	1,09E-04	2,00E-06	55	0,030	3,482	40,479
509	Federer_A	1,09E-04	6,24E-06	17	0,094	3,365	13,976
510	Federer_B	1,09E-04	1,07E-06	102	0,015	3,889	78,937
511	Post and Kwon	1,09E-04	4,37E-07	250	0,007	3,624	175,448
512	Tremblay	1,09E-04	6,06E-06	18	0,092	3,354	14,284
513	Benites_B	1,09E-04	1,86E-07	586	0,003	3,684	402,958
514	Tomasella et Hodnett	1,09E-04	2,74E-06	40	0,042	3,337	29,155
515	Bernoux et al.	1,09E-04	1,99E-06	55	0,031	3,160	38,763
516	Leonaviciute:H. A	1,09E-04	1,18E-07	923	0,002	4,206	647,348
517	Leonaviciute:H. E	1,09E-04	6,19E-08	1762	0,001	3,667	1150,345
518	Leonaviciute:H. B	1,09E-04	3,16E-08	3449	0,001	3,539	2199,556
519	Leonaviciute : H. BC-C	1,09E-04	1,51E-09	72045	0,000	3,960	43890,975
520	Saxton (2006)	1,09E-04	8,98E-08	1214	0,001	2,971	768,090
522*	Curtis and Post	1,09E-04	4,16E-06	26	0,063	3,383	20,173
523	Alexander-A	1,09E-04	1,12E-06	97	0,017	3,471	69,773
524	Alexander-B	1,09E-04	5,64E-07	193	0,009	3,536	135,897
525	Federer	1,09E-04	5,81E-06	19	0,087	3,391	14,986
526	Huntington-A	1,09E-04	2,47E-06	44	0,038	3,446	32,816
527	Huntington-B	1,09E-04	2,60E-06	42	0,039	3,468	31,627
528	Manrique and Jones-A	1,09E-04	6,84E-07	159	0,010	3,557	112,235
529	Manrique and Jones-B	1,09E-04	1,26E-06	87	0,019	3,466	62,420
530	Perie-A	1,09E-04	3,65E-06	30	0,054	3,487	23,376
531	Prevost_A	1,09E-04	2,69E-06	41	0,040	3,470	30,773
532	Drew	1,09E-04	6,17E-07	177	0,009	3,571	125,069
533	Benites-A	1,09E-04	1,57E-07	695	0,002	3,641	474,424

(*) Le code numéro 21 a été réservé pour la BD-FPT de Torri et al. (1994).

Tableau 5. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés b, GMER, GSDER et DT pour les 32 Torri-BD-FPTs couplées avec la Ks-FPT de Saxton (2006) pour $R_w=0,50$

Code	BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s^*}$ (m/s)	b	GMER	GSDER	DT
501-50	Kaur-linear	1,09E-04	7,25E-07	150	0,012	2,791	94,247
502-50	Kaur-2nd_poly	1,09E-04	8,64E-07	126	0,014	2,793	79,572
503-50	Kaur-3rd_poly	1,09E-04	1,64E-06	66	0,027	2,793	43,035
504-50	Kaur_Int. linear	1,09E-04	1,69E-06	64	0,027	3,840	41,764
505-50	Adam	1,09E-04	8,98E-06	12	0,142	2,900	9,107
506-50	Rawls	1,09E-04	1,97E-05	6	0,309	2,930	4,799
507-50	Perie_B	1,09E-04	8,22E-06	13	0,128	2,994	10,130
508-50	Prevost_B	1,09E-04	6,36E-06	17	0,100	2,939	12,530
509-50	Federer_A	1,09E-04	1,38E-05	8	0,215	2,967	6,430
510-50	Federer_B	1,09E-04	4,22E-06	26	0,065	3,083	18,943
511-50	Post and Kwon	1,09E-04	2,40E-06	45	0,038	2,908	30,666
512-50	Tremblay	1,09E-04	1,36E-05	8	0,211	2,958	6,516
513-50	Benites_B	1,09E-04	1,43E-06	76	0,023	2,892	49,915
514-50	Tomasella et Hodnett	1,09E-04	7,86E-06	14	0,124	2,896	10,214
515-50	Bernoux et al.	1,09E-04	6,33E-06	17	0,101	2,752	12,114
516-50	Leonaviciute:H. A	1,09E-04	1,10E-06	100	0,018	3,128	65,836
517-50	Leonaviciute:H. E	1,09E-04	7,56E-07	144	0,012	2,870	90,529
518-50	Leonaviciute:H. B	1,09E-04	5,20E-07	210	0,009	2,792	128,645
519-50	Leonaviciute : H. BC-C	1,09E-04	1,09E-07	1001	0,002	2,979	588,248
520-50	Saxton (2006)	1,09E-04	9,35E-07	117	0,015	2,507	71,447
522-50*	Curtis and Post	1,09E-04	1,04E-05	10	0,163	2,943	8,093
523-50	Alexander-A	1,09E-04	4,35E-06	25	0,069	2,893	17,546
524-50	Alexander-B	1,09E-04	2,81E-06	39	0,045	2,882	26,316
525-50	Federer	1,09E-04	1,32E-05	8	0,204	2,975	6,720
526-50	Huntington-A	1,09E-04	7,32E-06	15	0,115	2,936	10,987
527-50	Huntington-B	1,09E-04	7,59E-06	14	0,119	2,952	10,740
528-50	Manrique and Jones-A	1,09E-04	3,18E-06	34	0,051	2,903	23,452
529-50	Manrique and Jones-B	1,09E-04	4,69E-06	23	0,074	2,898	16,384
530-50	Perie-A	1,09E-04	9,54E-06	11	0,148	2,988	8,889
531-50	Prevost_A	1,09E-04	7,75E-06	14	0,121	2,955	10,558
532-50	Drew	1,09E-04	2,98E-06	37	0,047	2,904	25,037
533-50	Benites-A	1,09E-04	1,29E-06	84	0,021	2,867	54,823

(*) Le code numéro 21 a été réservé pour la BD-FPT de Torri et al. (1994).

Tableau 6. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés b, GMER, GSDER et DT pour 32 BD- FPTs de Ks-FPT de Wosten (1997)

Code	BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{\hat{K}_s}$ (m/s)	b	GMER	GSDER	DT
701	Kaur-linear	1,09E-04	1,70E-07	643	0,002	4,050	478,680
702	Kaur-2nd_poly	1,09E-04	2,87E-07	380	0,004	3,852	282,910
703	Kaur-3nd_poly	1,09E-04	1,75E-06	62	0,025	3,452	48,200
704	Kaur_Int. linear	1,09E-04	1,90E-06	57	0,027	16,309	44,536
705	Adam	1,09E-04	3,73E-05	3	0,558	3,447	3,783
706	Rawls	1,09E-04	2,56E-05	4	0,378	4,102	5,336
707	Perie_B	1,09E-04	3,53E-05	3	0,538	3,616	4,006
708	Prevost_B	1,09E-04	2,76E-05	4	0,418	3,453	4,399
709	Federer_A	1,09E-04	3,77E-05	3	0,579	3,711	3,974
710	Federer_B	1,09E-04	1,48E-05	7	0,220	3,786	7,283
711	Post and Kwon	1,09E-04	4,55E-06	24	0,068	3,198	18,357
712	Tremblay	1,09E-04	3,81E-05	3	0,583	3,705	3,958
713	Benites_B	1,09E-04	1,21E-06	90	0,018	3,136	64,358
714	Tomasella et Hodnett	1,09E-04	3,41E-05	3	0,490	3,283	3,864
715	Bernoux et al.	1,09E-04	2,74E-05	4	0,399	3,103	4,175
716	Leonaviciute:H. A	1,09E-04	5,73E-07	190	0,009	3,783	138,560
717	Leonaviciute:H. E	1,09E-04	1,92E-07	567	0,003	3,873	406,753
718	Leonaviciute:H. B	1,09E-04	6,14E-08	1777	0,001	4,108	1255,854
719	Leonaviciute : H. BC-C	1,09E-04	4,17E-10	261475	0,000	8,658	193535,772
720	Saxton (2006)	1,09E-04	3,61E-07	302	0,005	4,450	240,444
722*	Curtis and Post	1,09E-04	3,94E-05	3	0,600	3,591	3,806
723	Alexander-A	1,09E-04	1,57E-05	7	0,235	3,252	6,307
724	Alexander-B	1,09E-04	6,55E-06	17	0,098	3,169	13,188
725	Federer	1,09E-04	3,86E-05	3	0,594	3,691	3,916
726	Huntington-A	1,09E-04	3,20E-05	3	0,488	3,486	4,070
727	Huntington-B	1,09E-04	3,31E-05	3	0,503	3,520	4,041
728	Manrique and Jones-A	1,09E-04	8,53E-06	13	0,129	3,236	10,368
729	Manrique and Jones-B	1,09E-04	1,79E-05	6	0,268	3,278	5,736
730	Perie-A	1,09E-04	3,84E-05	3	0,587	3,626	3,872
731	Prevost_A	1,09E-04	3,37E-05	3	0,512	3,530	4,016
732	Drew	1,09E-04	7,42E-06	15	0,111	3,220	11,803
733	Benites-A	1,09E-04	9,14E-07	119	0,014	3,151	85,175

(*) Le code numéro 21 a été réservé pour la BD-FPT de Torri et al. (1994).

Tableau 7. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés b, GMER, GSDER et DT pour 32 Torri-BD- FPTs de Ks-FPT de Wosten (1997) (Rw=0,50).

Code	BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s^*}$ (m/s)	b	GMER	GSDER	DT
701-50	Kaur-linear	1,09E-04	9,21E-06	12	0,132	3,166	10,103
702-50	Kaur-2nd_poly	1,09E-04	1,15E-05	9	0,165	3,141	8,266
703-50	Kaur-3nd_poly	1,09E-04	2,33E-05	5	0,334	3,139	4,749
704-50	Kaur_Int. linear	1,09E-04	2,40E-05	5	0,343	4,545	4,659
705-50	Adam	1,09E-04	2,96E-05	4	0,441	3,959	4,762
706-50	Rawls	1,09E-04	7,09E-06	15	0,105	4,984	15,484
707-50	Perie_B	1,09E-04	3,21E-05	3	0,496	3,775	4,316
708-50	Prevost_B	1,09E-04	3,74E-05	3	0,569	3,725	4,013
709-50	Federer_A	1,09E-04	1,62E-05	7	0,249	4,084	6,979
710-50	Federer_B	1,09E-04	3,95E-05	3	0,607	3,662	3,858
711-50	Post and Kwon	1,09E-04	3,15E-05	3	0,473	3,390	4,043
712-50	Tremblay	1,09E-04	1,68E-05	6	0,258	4,112	6,857
713-50	Benites_B	1,09E-04	2,04E-05	5	0,305	3,247	5,184
714-50	Tomasella et Hodnett	1,09E-04	3,32E-05	3	0,478	3,942	4,559
715-50	Bernoux et al.	1,09E-04	3,75E-05	3	0,544	3,698	4,065
716-50	Leonaviciute:H. A	1,09E-04	1,53E-05	7	0,228	3,420	6,659
717-50	Leonaviciute:H. E	1,09E-04	9,72E-06	11	0,141	3,152	9,470
718-50	Leonaviciute:H. B	1,09E-04	5,85E-06	19	0,085	3,163	14,927
719-50	Leonaviciute : H. BC-C	1,09E-04	4,99E-07	218	0,007	4,260	168,753
720-50	Saxton (2006)	1,09E-04	1,27E-05	9	0,177	3,057	7,686
722-50*	Curtis and Post	1,09E-04	2,51E-05	4	0,382	3,971	5,172
723-50	Alexander-A	1,09E-04	3,96E-05	3	0,594	3,551	3,782
724-50	Alexander-B	1,09E-04	3,45E-05	3	0,516	3,393	3,869
725-50	Federer	1,09E-04	1,77E-05	6	0,274	4,012	6,451
726-50	Huntington-A	1,09E-04	3,48E-05	3	0,528	3,796	4,214
727-50	Huntington-B	1,09E-04	3,40E-05	3	0,520	3,789	4,235
728-50	Manrique and Jones-A	1,09E-04	3,66E-05	3	0,551	3,467	3,823
729-50	Manrique and Jones-B	1,09E-04	3,97E-05	3	0,597	3,586	3,808
730-50	Perie-A	1,09E-04	2,79E-05	4	0,432	3,827	4,684
731-50	Prevost_A	1,09E-04	3,35E-05	3	0,514	3,793	4,264
732-50	Drew	1,09E-04	3,55E-05	3	0,534	3,442	3,853
733-50	Benites-A	1,09E-04	1,84E-05	6	0,272	3,194	5,575

(*) Le code numéro 21 a été réservé pour la BD-FPT de Torri et al. (1994).

Tableau 8. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés b, GMER, GSDER et DT pour 32 BD- FPTs de Ks-FPT de Wösten (1999).

Code	BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s}^{\approx}$ (m/s)	b	GMER	GSDER	DT
801	Kaur-linear	1,09E-04	1,24E-06	88	0,018	3,019	62,251
802	Kaur-2nd_poly	1,09E-04	1,37E-06	80	0,020	3,020	56,484
803	Kaur-3nd_poly	1,09E-04	2,01E-06	54	0,030	3,019	39,043
804	Kaur_Int. linear	1,09E-04	2,05E-06	53	0,031	3,396	38,320
805	Adam	1,09E-04	6,39E-06	17	0,095	3,040	13,263
806	Rawls	1,09E-04	1,17E-05	9	0,174	3,030	7,778
807	Perie_B	1,09E-04	5,98E-06	18	0,089	3,099	14,273
808	Prevost_B	1,09E-04	4,97E-06	22	0,074	3,070	16,795
809	Federer_A	1,09E-04	8,84E-06	12	0,131	3,070	9,981
810	Federer_B	1,09E-04	3,72E-06	29	0,055	3,146	22,337
811	Post and Kwon	1,09E-04	2,56E-06	43	0,038	3,059	31,208
812	Tremblay	1,09E-04	8,71E-06	13	0,130	3,065	10,101
813	Benites_B	1,09E-04	1,85E-06	59	0,028	3,051	42,496
814	Tomasella et Hodnett	1,09E-04	5,79E-06	19	0,086	2,985	14,409
815	Bernoux et al.	1,09E-04	4,95E-06	22	0,074	3,002	16,645
816	Leonaviciute:H. A	1,09E-04	1,57E-06	69	0,023	3,072	49,627
817	Leonaviciute:H. E	1,09E-04	1,27E-06	86	0,019	2,994	60,437
818	Leonaviciute:H. B	1,09E-04	1,03E-06	106	0,015	2,993	73,884
819	Leonaviciute : H. BC-C	1,09E-04	4,70E-07	232	0,007	2,997	158,171
820	Saxton (2006)	1,09E-04	1,43E-06	76	0,021	2,943	53,528
822*	Curtis and Post	1,09E-04	7,14E-06	15	0,106	3,062	12,048
823	Alexander-A	1,09E-04	3,81E-06	29	0,057	3,050	21,445
824	Alexander-B	1,09E-04	2,84E-06	38	0,042	3,049	28,275
825	Federer	1,09E-04	8,51E-06	13	0,126	3,078	10,343
826	Huntington-A	1,09E-04	5,49E-06	20	0,082	3,064	15,239
827	Huntington-B	1,09E-04	5,64E-06	19	0,084	3,074	14,966
828	Manrique and Jones-A	1,09E-04	3,08E-06	35	0,046	3,055	26,139
829	Manrique and Jones-B	1,09E-04	4,01E-06	27	0,060	3,052	20,430
830	Perie-A	1,09E-04	6,68E-06	16	0,099	3,094	12,917
831	Prevost_A	1,09E-04	5,73E-06	19	0,085	3,076	14,772
832	Drew	1,09E-04	2,95E-06	37	0,044	3,057	27,313
833	Benites-A	1,09E-04	1,74E-06	63	0,026	3,042	45,067

(*) Le code numéro 21 a été réservé pour la BD-FPT de Torri et al. (1994).

Tableau 9. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés b, GMER, GSDER et DT pour 32 Torri-BD- FPTs de Ks-FPT de Wösten (1999) (Rw=0,50).

Code	BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s^*}$ (m/s)	b	GMER	GSDER	DT
801-50	Kaur-linear	1,09E-04	3,15E-06	35	0,047	3,016	25,487
802-50	Kaur-2nd_poly	1,09E-04	3,40E-06	32	0,051	3,017	23,743
803-50	Kaur-3nd_poly	1,09E-04	4,53E-06	24	0,068	3,017	18,140
804-50	Kaur_Int. linear	1,09E-04	4,60E-06	24	0,069	3,227	17,895
805-50	Adam	1,09E-04	1,08E-05	10	0,161	3,034	8,307
806-50	Rawls	1,09E-04	1,71E-05	6	0,255	3,028	5,680
807-50	Perie_B	1,09E-04	1,03E-05	11	0,153	3,076	8,764
808-50	Prevost_B	1,09E-04	8,94E-06	12	0,133	3,056	9,850
809-50	Federer_A	1,09E-04	1,38E-05	8	0,206	3,057	6,784
810-50	Federer_B	1,09E-04	7,19E-06	15	0,106	3,107	12,110
811-50	Post and Kwon	1,09E-04	5,42E-06	20	0,081	3,048	15,424
812-50	Tremblay	1,09E-04	1,37E-05	8	0,203	3,053	6,841
813-50	Benites_B	1,09E-04	4,25E-06	26	0,063	3,041	19,306
814-50	Tomasella et Hodnett	1,09E-04	1,00E-05	11	0,150	2,991	8,802
815-50	Bernoux et al.	1,09E-04	8,91E-06	12	0,133	3,006	9,773
816-50	Leonaviciute:H. A	1,09E-04	3,77E-06	29	0,056	3,053	21,615
817-50	Leonaviciute:H. E	1,09E-04	3,21E-06	34	0,048	2,996	24,928
818-50	Leonaviciute:H. B	1,09E-04	2,75E-06	40	0,041	2,997	28,868
819-50	Leonaviciute : H. BC-C	1,09E-04	1,53E-06	71	0,023	2,994	50,341
820-50	Saxton (2006)	1,09E-04	3,52E-06	31	0,053	2,956	22,784
822-50*	Curtis and Post	1,09E-04	1,18E-05	9	0,175	3,051	7,758
823-50	Alexander-A	1,09E-04	7,31E-06	15	0,109	3,042	11,748
824-50	Alexander-B	1,09E-04	5,86E-06	19	0,087	3,041	14,355
825-50	Federer	1,09E-04	1,34E-05	8	0,200	3,062	6,959
826-50	Huntington-A	1,09E-04	9,64E-06	11	0,144	3,052	9,183
827-50	Huntington-B	1,09E-04	9,83E-06	11	0,146	3,059	9,066
828-50	Manrique and Jones-A	1,09E-04	6,23E-06	18	0,093	3,045	13,561
829-50	Manrique and Jones-B	1,09E-04	7,60E-06	14	0,113	3,043	11,344
830-50	Perie-A	1,09E-04	1,12E-05	10	0,166	3,073	8,158
831-50	Prevost_A	1,09E-04	9,95E-06	11	0,148	3,061	8,981
832-50	Drew	1,09E-04	6,03E-06	18	0,090	3,047	14,000
833-50	Benites-A	1,09E-04	4,06E-06	27	0,061	3,035	20,147

(*) Le code numéro 21 a été réservé pour la BD-FPT de Torri et al. (1994).

Tableau 10. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés b, GMER, GSDER et DT pour 32 BD- FPTs de Ks-FPT de Campbell (1985).

Code	BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s}^{\approx}$ (m/s)	b	GMER	GSDER	DT
901	Kaur-linear	1,09E-04	1,56E-07	700	0,002	3,399	480,422
902	Kaur-2nd_poly	1,09E-04	1,87E-07	582	0,003	3,379	400,688
903	Kaur-3nd_poly	1,09E-04	3,97E-07	275	0,006	3,278	190,484
904	Kaur_Int. linear	1,09E-04	4,13E-07	264	0,006	4,758	183,015
905	Adam	1,09E-04	7,63E-06	14	0,115	3,148	11,346
906	Rawls	1,09E-04	7,32E-05	1	1,117	3,002	2,909
907	Perie_B	1,09E-04	6,20E-06	18	0,092	3,597	14,699
908	Prevost_B	1,09E-04	3,56E-06	31	0,053	3,392	23,596
909	Federer_A	1,09E-04	2,36E-05	5	0,354	3,380	4,800
910	Federer_B	1,09E-04	1,63E-06	67	0,024	3,894	52,215
911	Post and Kwon	1,09E-04	6,66E-07	164	0,010	3,442	117,176
912	Tremblay	1,09E-04	2,23E-05	5	0,335	3,326	4,926
913	Benites_B	1,09E-04	3,34E-07	327	0,005	3,470	229,785
914	Tomasella et Hodnett	1,09E-04	5,60E-06	19	0,086	3,043	14,581
915	Bernoux et al.	1,09E-04	3,53E-06	31	0,054	3,011	22,293
916	Leonaviciute:H. A	1,09E-04	2,43E-07	448	0,004	3,676	317,095
917	Leonaviciute:H. E	1,09E-04	1,63E-07	670	0,002	3,370	454,496
918	Leonaviciute:H. B	1,09E-04	1,13E-07	967	0,002	3,378	651,896
919	Leonaviciute : H. BC-C	1,09E-04	3,33E-08	3271	0,001	3,569	2184,867
920	Saxton (2006)	1,09E-04	2,04E-07	535	0,003	3,012	349,763
921	Curtis and Post	1,09E-04	1,10E-05	10	0,165	3,309	8,489
922	Alexander-A	1,09E-04	1,73E-06	63	0,026	3,311	46,281
923	Alexander-B	1,09E-04	8,42E-07	130	0,013	3,362	92,780
924	Federer	1,09E-04	2,05E-05	5	0,306	3,445	5,374
925	Huntington-A	1,09E-04	4,78E-06	23	0,072	3,348	17,683
926	Huntington-B	1,09E-04	5,18E-06	21	0,077	3,414	16,793
927	Manrique and Jones-A	1,09E-04	1,02E-06	107	0,015	3,389	76,875
928	Manrique and Jones-B	1,09E-04	1,98E-06	55	0,030	3,310	40,665
929	Perie-A	1,09E-04	8,81E-06	12	0,130	3,563	10,790
930	Prevost_A	1,09E-04	5,43E-06	20	0,081	3,427	16,151
931	Drew	1,09E-04	9,18E-07	119	0,014	3,403	85,523
932	Benites-A	1,09E-04	2,95E-07	369	0,004	3,441	258,834

Tableau 11. Les valeurs moyennes des Ks prédites et les critères statistiques calculés b, GMER, GSDER et DT pour 32 Torri-BD- FPTs de Ks-FPT de Campbell (1985) (Rw=0,50).

Code	BD-FPT	$\overline{K_s}$ (m/s)	$\overline{K_s}$ (m/s)	b	GMER	GSDER	DT
901-50	Kaur-linear	1,09E-04	1,08E-06	101	0,016	3,154	71,235
902-50	Kaur-2nd_poly	1,09E-04	1,30E-06	84	0,020	3,140	59,597
903-50	Kaur-3nd_poly	1,09E-04	2,75E-06	40	0,042	3,071	28,817
904-50	Kaur_Int. linear	1,09E-04	2,86E-06	38	0,043	4,531	27,720
905-50	Adam	1,09E-04	5,28E-05	2	0,802	3,047	3,000
906-50	Rawls	1,09E-04	5,06E-04	0.2	7,784	3,000	10,077
907-50	Perie_B	1,09E-04	4,28E-05	3	0,641	3,459	3,592
908-50	Prevost_B	1,09E-04	2,46E-05	4	0,371	3,245	4,520
909-50	Federer_A	1,09E-04	1,64E-04	1	2,469	3,305	4,334
910-50	Federer_B	1,09E-04	1,13E-05	10	0,167	3,689	8,929
911-50	Post and Kwon	1,09E-04	4,60E-06	24	0,069	3,232	18,191
912-50	Tremblay	1,09E-04	1,54E-04	1	2,336	3,253	4,140
913-50	Benites_B	1,09E-04	2,31E-06	47	0,035	3,236	34,732
914-50	Tomasella et Hodnett	1,09E-04	3,87E-05	3	0,599	2,999	3,250
915-50	Bernoux et al.	1,09E-04	2,44E-05	4	0,377	2,959	4,184
916-50	Leonaviciute:H. A	1,09E-04	1,68E-06	65	0,025	3,391	47,628
917-50	Leonaviciute:H. E	1,09E-04	1,13E-06	97	0,017	3,143	67,503
918-50	Leonaviciute:H. B	1,09E-04	7,80E-07	140	0,012	3,142	96,248
919-50	Leonaviciute : H. BC-C	1,09E-04	2,31E-07	473	0,004	3,276	318,703
920-50	Saxton (2006)	1,09E-04	1,41E-06	77	0,022	2,907	52,195
922-50	Curtis and Post	1,09E-04	7,63E-05	1	1,152	3,210	3,113
923-50	Alexander-A	1,09E-04	1,19E-05	9	0,180	3,145	7,699
924-50	Alexander-B	1,09E-04	5,82E-06	19	0,088	3,168	14,550
925-50	Federer	1,09E-04	1,42E-04	1	2,135	3,362	4,037
926-50	Huntington-A	1,09E-04	3,31E-05	3	0,505	3,211	3,736
927-50	Huntington-B	1,09E-04	3,58E-05	3	0,539	3,280	3,681
928-50	Manrique and Jones-A	1,09E-04	7,04E-06	15	0,107	3,196	12,225
929-50	Manrique and Jones-B	1,09E-04	1,37E-05	8	0,206	3,149	6,883
930-50	Perie-A	1,09E-04	6,09E-05	2	0,908	3,442	3,313
931-50	Prevost_A	1,09E-04	3,76E-05	3	0,564	3,294	3,620
932-50	Drew	1,09E-04	6,35E-06	17	0,096	3,207	13,509
833-50	Benites-A	1,09E-04	2,04E-06	53	0,031	3,207	38,956

Annexe XII.

Tableaux du calcul du coefficient de variation (Cv) pour les mesures de la matière organique (MOC)

Echan.	Creuse t	m0	m1	m2	m1- m0	m1- m2	MVS	MVS moyenne	CV
(site)	(n°)	(g)	(g)	(g)	(g)	(g)	(%)	(%)	%
1-2-a	99	41,866 6	45,409 2	45,116 6	3,5426	0,2926	8,26		1,57119 7
1-2-b	100	35,826	40,226 6	39,868 8	4,4006	0,3578	8,13	8,20	
2-1-a	105	38,84	43,104 1	42,883 5	4,2641	0,2206	5,17		
2-1-b	106	37,011 1	41,776 4	41,539 5	4,7653	0,2369	4,97	5,07	3,98370 8
3-a	107	38,896 6	43,667 5	43,330 8	4,7709	0,3367	7,06		
3-b	108	38,995 1	42,989 9	42,724 8	3,9948	0,2651	6,64	6,85	6,15243 4
4-1-a	109	39,601 7	43,336 3	43,090 9	3,7346	0,2454	6,57		
4-1-b	110	35,729 2	40,157 9	39,870 5	4,4287	0,2874	6,49	6,53	1,24797 7
8-1-a	111	39,298 3	43,176 8	42,948	3,8785	0,2288	5,90		
8-1-b	112	36,131 3	41,009 7	40,728 8	4,8784	0,2809	5,76	5,83	2,42171 6
9-1-a	115	37,157 5	42,244 6	42,214 8	5,0871	0,0298	0,59		
9-1-b	116	37,063 8	42,102	42,074 2	5,0382	0,0278	0,55	0,57	5,97955
Couche2-a	117	37,139 4	41,078 2	40,924 2	3,9388	0,154	3,91		
Couche2-b	118	38,172 5	42,718 9	42,538 4	4,5464	0,1805	3,97	3,94	1,53182 7
Couche3-a	119	39,793 7	43,539 5	43,377 2	3,7458	0,1623	4,33		
Couche3-b	120	39,835 2	44,509 1	44,303 9	4,6739	0,2052	4,39	4,36	1,31798 2
Moyenne							5,17	5,17	3

Annexe XIII.

Méthode Brunauer, Emmett and Teller (BET)

Appareillage

Micromeritics ASAP 2000

Cellule ;

Tige de verre pour les petite surface ($<1\text{mm}^2$);

Manchon isothermique pour que la cellule pompe l'azote liquide à hauteur constant.

Le premier réflexe à avoir lors de l'essai est d'avoir une idée sur les caractéristiques de l'échantillon. La pesé de l'échantillon dépend de la surface spécifique du produit et du gaz.

Les substances volatiles d'un échantillon comme l'eau adsorbée, sont vaporisées quand les échantillons sont placés sous évacuation de l'appareil (ASAP 2000). La préparation nécessite du temps avant de procéder à l'analyse. Il est judicieux de sécher les échantillons avant de les traiter dans les stations de dégazage. Une étuve sous vide doit être utilisée pour conditionner les échantillons avant de les placer sur les supports pour dégazage

Dégazage

Des tubes échantillons doivent être utilisés sur les stations de dégazage et d'analyse de l'ASAP 2000. Un écrou adaptateur peut être fourni pour adapter les deux montages de petit diamètre sur les postes de dégazage et d'analyse.

Les différents constituants du tube (tube, bouchon, entonnoir, etc.....), doivent être pesés et conservés. Cela évite une nouvelle pesée avant chaque analyse. Le poids du tube échantillon doit être déterminé après avoir été dégazé et rempli de gaz. Le tube échantillon doit être à température ambiante avant remplissage de gaz. Après refroidissement du tube échantillon, le retirer du port de dégazage et le peser immédiatement.

Lors du dégazage, il faut travailler en manuel. La démarche se suit comme suit :

Attendre que « Ready » soit allumé, c'est-à-dire qu'on a accès aux vannes ;

Arrêter de faire le vide en appuyant sur « Fast » ;

Appuyer sur « Back fil Gaz » pendant 15secondes ;

Ouvrir la vanne de l'échantillon puis dégazer en « slow » ;

Mis en place du manchon sur la cellule pour chauffer jusqu'à 90°C ;

Activer le chauffage en appuyant sur « Enable ».

Dans la zone du micromètre, à l'indication micrométrique 800µm on applique « Fast » mais attention ce n'est pas applicable pour les matériaux très fins. Quand on passe au dessous de 50µm le dégazage est terminé.

Une fois le dégazage est fini, on arrête le chauffage puis on enlève le manchon et on laisse refroidir la cellule, la valeur limite du Vacuum est de 24.

Certains échantillons peuvent perdre plus de la moitié de leur volume pendant le dégazage : il est donc important de les peser après dégazage.

Logiciel

En premier lieu, on donne un nom à l'échantillon et savoir ce qu'on veut faire.

On introduit les différents paramètres dans le logiciel :

Unit configuration : on effectue le choix entre N2, Argon, CO2 et Krypton.

Analysis conditions pour enregistrer les nouvelles caractéristiques ;

Créer une méthode d'analyse (choisir une méthode existante et on la modifie) ;

Revenir à analysis conditions file :

Ne pas faire Fast évacuation ;

Leak test pour vérifier la qualité du dégazage mais à éviter si on ne connaît pas l'échantillon ;

Equilibration intervalle : 10s

Ne pas cocher « maximum volume incrément quand échantillon non microporeux » ;

Sur free space (volume mort) cocher sur mesuré parce qu'on n'as pas fait l'essai avec une cellule vide ;

Décrocher Lower Dewar.

Configurer la pression :

Cocher la zone BET (0.05-0.3), adsorption de 0.15 -0.989, désorption de 0.988-0.30 ;

On coche la case total pore volume avant le dernier point en adsorption si on a une courbe isotherme type I ;

Low pressure options : pour ne pas prendre beaucoup de temps, ne pas cocher sur « fixes Dose Mode » et aussi sur « incremental Dose Mode » car ça ne prend pas en considération la table de pression ;

P0 doit être mesurer et entrer $T = 77.35\text{K}$;

Back fill: cocher sur backfill sample at start of analysis, backfill sample at end of analysis et sur analysis gas.

Enfin enregistrer tous les données en appuyant sur « Save et close ».

Pour générer le rapport, on va dans « report option » et choisir le type de rapport. Et après sur « collected data » mais tant que l'essai n'est pas fait, on n'a pas de données.

Analyse

Avant de commencer une analyse, une calibration doit être effectuée.

Fermer l'action du vide en appuyant sur « Fast » ;

Appuyer sur Backfill Gas durant 15s ;

Fermer vanne cellule ;

Enlever la cellule + seal frit ;

Placer le manchon isothermique : tube blanc jusqu'à mi-partielle blanche.

Mettre l'azote liquide une fois la cellule avec l'échantillon est fixée ;

Lancer la manipulation

Il faut suspendre l'essai pour ajouter de l'azote liquide

Annexe XIV.

Méthode de la valeur au bleu mesurée au spectrophotomètre

La détermination de la valeur au bleu par la méthode au spectrophotomètre nécessite l'utilisation d'environ 7 béchers par fraction de chaque échantillon avec différentes concentrations de bleu de méthylène.

Appareillage :

- Agitateur, 400 rpm ;
- Béchers, 1000 ml ;
- Tige de verre, D= 8 mm ;
- Burette, 50 ml ou 10 ml ;
- Papier filtre ;
- Centrifugeuse ;
- Spectrophotomètre.

Préparation de l'échantillon :

1. Séchés au four à une température de 110°C pendant 24 heures, ensuite les échantillons ont été passés dans des tamis ayant des ouvertures de 400 µm, 160 µm, et 80 µm. La masse de la prise d'essai est fonction de la quantité d'argile ou des particules de moins de 80 µm présentes dans l'échantillon.

Remarque : pour un échantillon ayant un pourcentage de fines élevé (i.e. fraction <80 µm), il est préférable d'utiliser des petites masses (entre 5 g et 15 g), afin de ne pas avoir à injecter une très grande quantité de solution de bleu de méthylène. Pour les autres types de matériaux, à mesure que le pourcentage des fines diminue, la masse de la prise d'essai augmente (entre 25 g et 200 g). Cette situation nous permet de réaliser le dosage au bleu de méthylène avec une précision de 0,25 ml.

2. La solution de bleu de méthylène a la même concentration :
 - peser 10 g de cristaux de bleu de méthylène, lesquels ont été séchés à 110°C pendant 24 heures et laisser refroidir pendant une heure ;
 - chauffer un litre d'eau déminéralisé pour la préparation de la solution à 40°C afin de faciliter la dissolution des cristaux de bleu de méthylène.

3. Introduire les cristaux de bleu de méthylène et brasser pendant 30 minutes avec l'agitateur à ailettes (en prenant soin d'obtenir une vitesse d'agitation d'au moins égale à 400 tours/minute), afin que les cristaux se dissolvent bien.

Remarque : la solution de bleu de méthylène doit être conservée dans un contenant étanche, afin d'éviter l'évaporation de l'eau. Elle peut être utilisée à plusieurs reprises, mais sur une période maximale d'un mois, après quoi la solution doit être changée.

Procédure :

- ajoutée La solution de bleu de méthylène dans le sol ;
- mélangée continuellement pendant 15 minutes avec un agitateur à ailettes à 400 tours/minute (prélever une goutte de cette suspension aux intervalles de temps de 5, 10 et 15 minutes et déposer sur le papier filtre, afin de comparer les taches ainsi formées) ;
- à la fin de l'agitation, laisser reposer la solution de 1 à 2 minutes ;
- prélève le liquide de la surface avec une pipette pour remplir des petits tubes insérés dans la centrifugeuse. On centrifuge pendant 5 minutes à haute vitesse (13g) ;
- prendre le liquide surnageant dans les tubes de centrifugeuse (qui conserve la concentration rémanente de bleu de méthylène) et on détermine son absorbance au spectrophotomètre pour une longueur d'onde de 664 nm ;
- répéter la même procédure pour les autres béchers.

Il faut signaler que pendant les 15 minutes d'agitation de l'ensemble de la prise d'essai et la solution de bleu de méthylène, on a prélevé une goutte de cette suspension aux intervalles de temps de 5, 10 et 15 minutes, ces gouttes ont été déposées sur le papier filtre, afin de comparer les taches ainsi formées, avec la procédure de la méthode conventionnelle.

Détermination de la courbe d'adsorption

La procédure de détermination de la courbe d'adsorption est divisée en deux étapes:

1. la détermination du point de saturation : c'est le point de référence. Pour avoir une première approximation de l'adsorption de l'échantillon, on s'est servi du papier filtre. On ajoute à la prise d'essai placée dans un premier bécher, du titrant jusqu'à l'obtention sur le papier filtre d'une auréole visible.

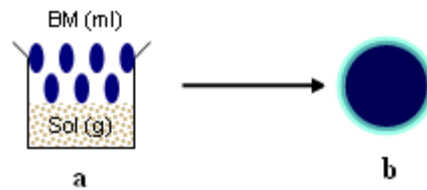


Figure a : Détermination du point de saturation (Konrad et Gabezas, 2008)

2. La deuxième étape porte sur les mesures au spectrophotomètre.

- place un deuxième bécher sur l'agitateur avec la quantité de titrant trouvée à la première étape.
- Après quelques minutes d'agitation, le titrage peut alors commencer comme il a été décrit précédemment.
- D'après des études préliminaires effectuées dans le laboratoire de géotechnique de l'Université Laval, l'absorbance obtenue doit être inférieure à 1,0 (figure b.a). Le cas échéant (absorbance >1), il est recommandé de répéter le procédé tout en diminuant la quantité de titrant dans le bécher.
- Dans un troisième bécher, on ajoute 0,5 à 1 ml de titrant et on détermine l'absorbance. Le point trouvé sera considéré comme étant un niveau de base (figure b.b).

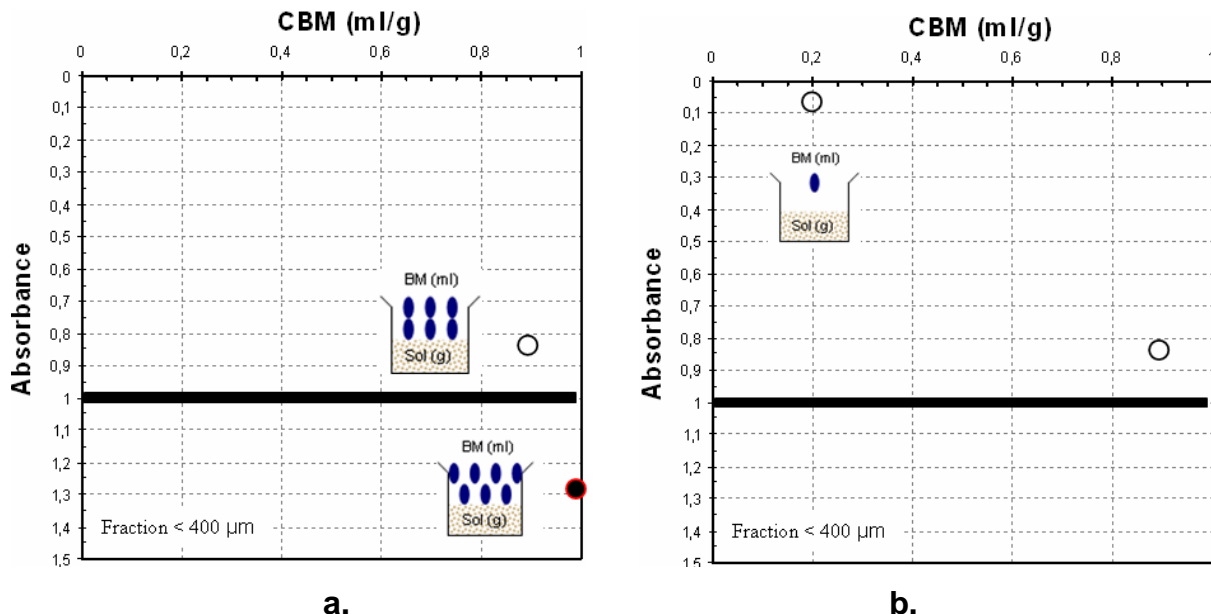


Figure b : Obtention de la courbe d'adsorption (Konrad et Gabezas, 2008)

À partir des deux points trouvés :

- diviser l'intervalle formé par ces deux points en quatre petits intervalles égaux.
- utiliser trois autres béchers dans lesquels les niveaux de titrant correspondent aux bornes des quatre intervalles trouvés (figure b.c).
- répète la même procédure pour ces trois béchers.

Remarque : pour mieux définir la courbe entre les deux points où se produit la cassure ou le changement de pente, on peut utiliser le septième bécher (figure b.d).

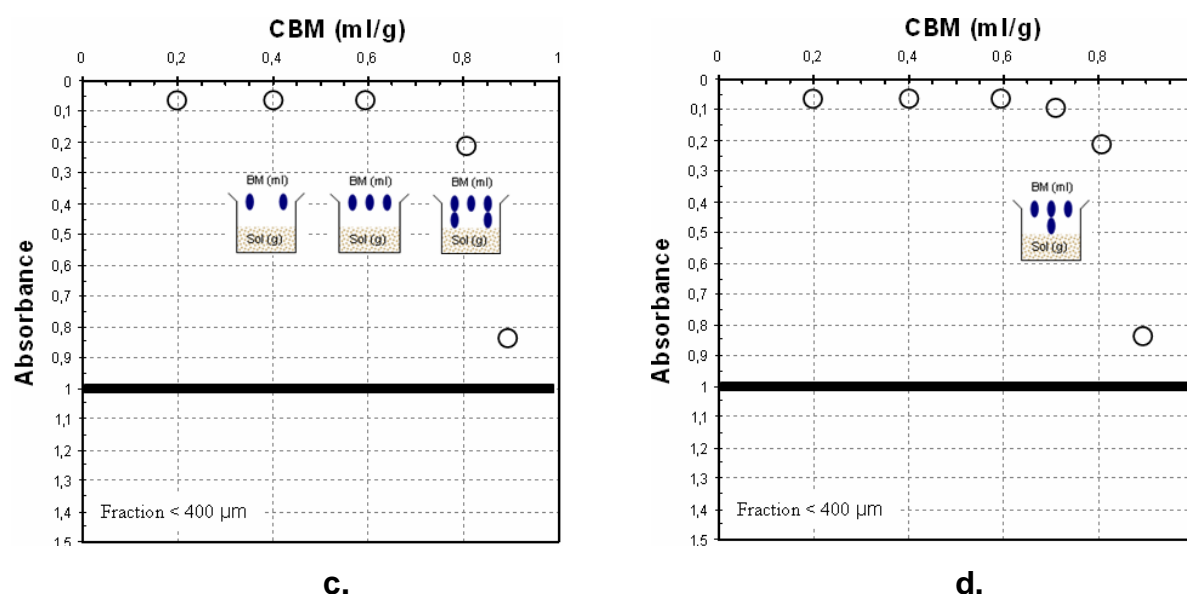


Figure b : Obtention de la courbe d'adsorption (Konrad et Gabezas, 2008)

Détermination de la valeur au bleu (VBS)

La valeur au bleu à l'aide du spectrophotomètre VBS, correspond à la concentration de bleu de méthylène (CBM) où se présente le premier changement de la pente dans la courbe de titration, tel que montré à la figure c. Cette CBM correspond au point où tout le sol a épuisé sa capacité d'adsorption du fait que le remplacement entre les cations d'argile facilement échangeables et les cations libérés par le bleu de méthylène pendant sa décomposition dans l'eau a été complété. De plus, ce point devrait correspondre à l'état final de l'essai du papier filtre (Hang et Brindley, 1995). Applied Clay Science February 1995, Pages 327-336

On a remarqué la présence d'un petit film bleu sur la surface de l'eau même après la centrifugation, pendant les nombreux essais effectués.

Remarque : Il faut faire bien attention de ne pas prélever ce film. Ce film influence les valeurs et la qualité des résultats.

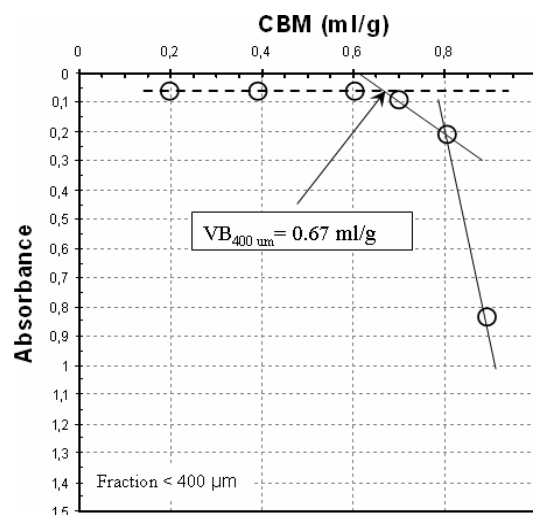


Figure c : Détermination de la valeur au bleu (Konrad et Gabezas, 2008)

Annexe XV.

Protocole d'identification des échantillons du sol par le MEB

Principe

L'essai consiste à observer un petit échantillon du sol (moins de 2 g) métallisés par un microscope électronique à balayage installé au Cnam, Paris.

Le déroulement de l'essai est décrit ci-après. Il consiste en :

Préparation

Les particules sèches inférieures à 80 microns sont mélangées avec d'eau et ils sont laissées décanter dans les petits récipients. Ensuite, les échantillons sont séchés à l'étuve à 105°C.

Métallisation

Les échantillons sont métallisés dans une chambre spéciale par les atomes d'or pour faire une couche conductrice très mince (d'or) sur la surface de chaque échantillon (photo 1).



Photo 1. Appareil de métallisation des échantillons du sol au Cnam.

Observation

Les échantillons sont mis dans la chambre du MEB conventionnel (sous vide complet) du Cnam. Pour observer les échantillons et faire des images MEB. Un fuseau des électrons sont envoyés vers l'échantillon dans une colonne spécifique (photo 2). Les électrons rétrodiffusés (BSE ; back scattered electrons) sur l'échantillon sont récupérés par un capteur installé dans la chambre. Un logiciel avec un clavier ont été appropriés pour visualiser les images sur l'écran. Les réglages nécessaires ; agrandissement, résolution, contraste, luminosité et l'astigmatisme sont réglés par les leviers sur le clavier pour chaque paramètre. L'analyse des éléments chimiques sont fait par les mêmes électrons récupérés par un autre logiciel (Pincton Gamma-Tech) pour une analyse qualitative des éléments dans l'échantillon.

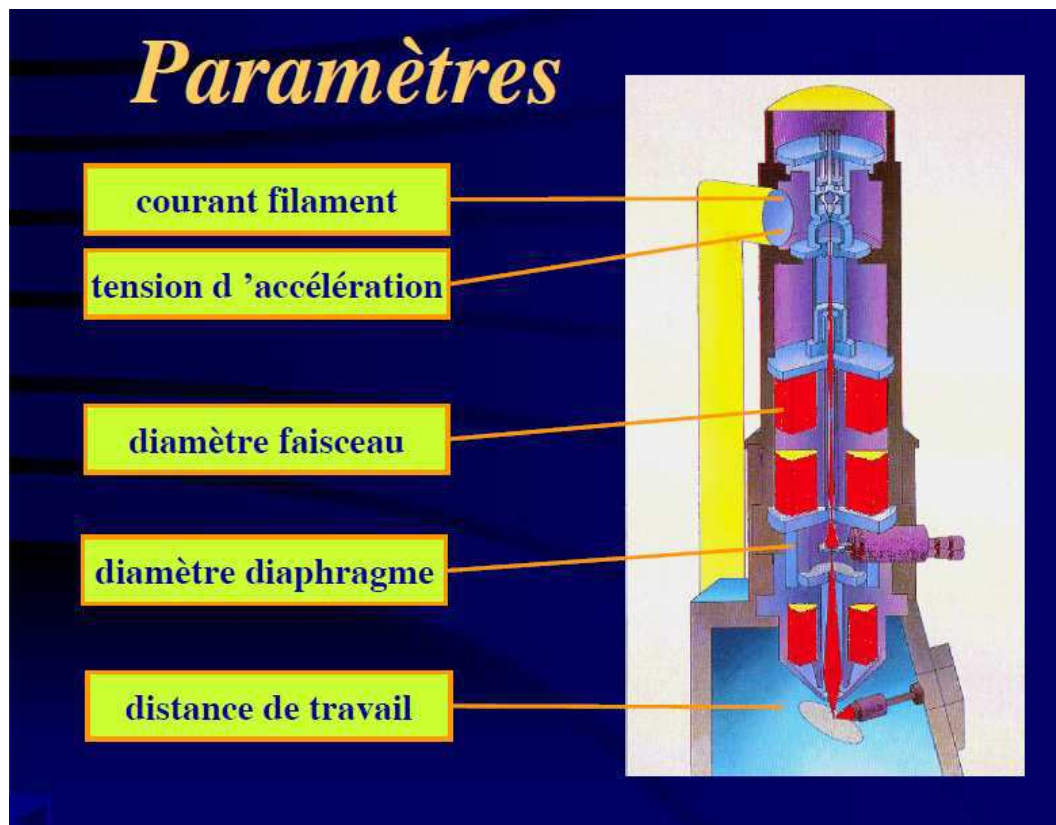


Photo 2. Structure de la colonne du MEB

Annexe XVI.

Analyse granulométrique par tamisage (sèche et humide)

L'analyse granulométrique est un essai d'identification important permettant de déterminer la répartition des grains en fonction de leurs dimensions.

On distingue :

- les sols grenus : 50% en poids des éléments $> 80 \mu\text{m}$
- les sols fins : 50% en poids des éléments $< 80 \mu\text{m}$.

Pour les sols grenus on utilise une série de tamis à maille carrée de dimensions comprises entre 0,08 et 80 mm.

Pour les sols fins (grains de dimension inférieure à 0,08 mm ($80 \mu\text{m}$)) cette méthode n'est plus valable et on utilise à la place un procédé basé sur la loi de Stokes (1891) qui donne la

vitesse limite d'une particule tombant dans un liquide visqueux sous la seule action de la pesanteur.

Principe de la granulométrie

L'analyse granulométrique par tamisage est l'ensemble des opérations permettant de connaître la distribution dimensionnelle des grains d'un matériau grenu, en le fractionnant au moyen de tamis de tailles différentes.

Le tamisage se fait à l'aide d'une tamiseuse. Les masses des différents refus sont rapportées à la masse initiale sèche. Les pourcentages ainsi obtenus sont exploités soit sous leur forme numérique soit sous forme graphique (courbe granulométrique).

Quantité de sol pour l'essai

La masse M en kg de sol pour l'essai doit être supérieure à :

$0,2 D$ avec

$200 \text{ mm} < D < 600 \text{ mm}$

Déroulement de l'essai

Deux techniques peuvent être utilisées : voie humide et voie sèche après lavage (celle utilisée pour le TP).

Voie humide

L'essai est réalisé sur l'échantillon à sa teneur en eau naturelle. Dans ce cas, il est essentiel de connaître la masse sèche du matériau utilisée pour l'essai. C'est la raison pour laquelle une partie du matériau est utilisée pour la détermination de sa teneur en eau.

Après trempage préalable pendant plusieurs heures, laver l'échantillon de sol sur vibrotamis à vibrations non verticales jusqu'à ce que l'eau s'écoulant du tamis de plus petite maille, soit claire.

Les passants à 80 μm sont soit « éliminés » avec les eaux de lavage, soit récupérés par décantation, siphonage, séchage.

Les refus pour chaque tamis sont séchés à une température inférieure à 60°C° (50 à 60°C) pour ne pas endommager les tamis.

Voie sèche après lavage

Après trempage préalable, laver le matériau sur un tamis de décharge pour préserver le tamis de 80 μm . L'eau de lavage doit être claire, et les fines peuvent éventuellement être récupérées.

Après un séchage à 105°C, après la séparation des grains agglomérés, et après un quartage éventuel, verser sur la colonne de tamis disposés selon une grandeur de maille décroissante.

Placer la colonne de tamis sur la tamiseuse électrique pendant 20 minutes.

Peser les refus à chaque tamis en veillant à récupérer par brossage les particules accrochées au fond du tamis. Attention : un pinceau doux doit être utilisé pour les mailles $d < 500 \mu\text{m}$ afin de ne pas détériorer les toiles.

Le tamisât recueilli dans le fond de tamis doit être rajouté au refus du tamis le plus fin.

Résultats

- a) Peser la masse initiale de sol
- b) Peser la masse des refus à chaque tamis
- c) Calculer la masse des refus cumulés

d) Calculer le pourcentage des refus cumulés en divisant les refus cumulés par la masse totale

e) Calculer le pourcentage des tamisats cumulés (on note R_n le cumul de passants de 2 à 0,08 mm, et T_n le passant au dernier tamis)

f) Reporter les résultats numériques sur le graphe des tamisats cumulés en fonction des diamètres équivalents : c'est la courbe granulométrique

g) Calculer le coefficient d'uniformité $CU = d_{60}/d_{10}$

h) Calculer le coefficient de courbure

Compte-rendu Essai d'analyse granulométrique par voie humide au CERMES

Emmanuel De Laure, Behzad Nasri

0-Appareillage

- 3 grands bacs,
- 5 petits récipients en plastique
- une blouse de laboratoire
- Une paire de gants
- une brosse grosse et une brosse fine
- une petite pelle

1- Identification du sol

L'échantillon humide du sol a été identifié par étiquetage les informations suivants (Photo 1) :

Nom : Ech. Sol 12-11

Lieu de prélèvement : Ouanne (Yonne)

Profondeur de prélèvement : 120 cm

Préleveur : Behzad Nasri-LEESU

La date de prélèvement : 12/02/2012

Observation générale :

Le sol 12-11 contient les éléments grossiers (les cailloux du calcaire) et les particules fines. La majorité des éléments fins se sont collés sur les cailloux. Très peu des matières organiques et des racines ont été observées dans l'échantillon.



2- Choix des dimensions des mailles des tamis

Selon la classification USCS/LCPC (figure 1 et tableau 1) une série de 8 tamis a été choisie pour faire l'analyse granulométrie.

20 10 6,3 2 0,8 0,4 0,2 0,08 mm

- Les grains supérieurs au 20 mm ont considéré comme les cailloux.
- Entre 20 et 2 mm les graviers
- Entre 2 et 0,4 mm sable moyen
- Entre 0,4 et 0,08 sable fin
- Moins 0,08 sable très fin > 0,06 mm, $0,002 < \text{limon} < 0,06$ et argile $< 0,002$ mm*

*Pour les partie fine du sol (grains de dimension inférieure à 0.08 mm) la méthode de tamisage n'est plus valable et on utilise à la place un procédé basé sur la loi de Stokes (1891) qui donne la vitesse limite d'une particule tombant dans un liquide visqueux sous la seule action de la pesanteur (l'essai de sédimentométrie).

3-Quantité du sol pour l'essai

Pour chaque sol un échantillon avec une masse entre 4 et 5 kg a été préparé.

4-Déroulement de l'essai

L'échantillon 12-11 a été trempé dans un bac avec l'eau de robinet dans une façon que tout l'échantillon est imbibé dans l'eau.

En utilisant les gants après au minimum 4 heures le sol dans le bac a été mélangé par les mains pour séparé les éléments collés (Photo 2).



Photo 2. Echantillon imbibé avec la série des tamis

4-1- Après 24 heures, on a mis un bac propre sous le lavabo et en utilisant de 2 planché du bois comme supports, un cours d'eau très faible de robinet (lavage), une brosse (brossage) et un tamis 20 mm (grand taille) et une pelle le mélange du sol et de l'eau a été petit a petit passé par le tamis 20 mm. Chaque fois les cailloux ont été brossés et lavés pour décoller les particules fines. Par cette méthode les particules supérieures au 20 mm ont été triées. Ce qui a été passé du tamis 20 mm a été récupéré dans le bac au dessous et a été stocké pour la suite de l'essai.

On a mis les refus sur le tamis de 20 mm dans une tare (P0) et ensuite on a mis la tare et le sol (P0+P1) dans l'étuve (105°C pour 24 heures) (tableau 2). Après 24 heures les refus sur le tamis 20 mm ont été sortis de l'étuve et on a pesé le poids des refus 20 mm (Photo 3).

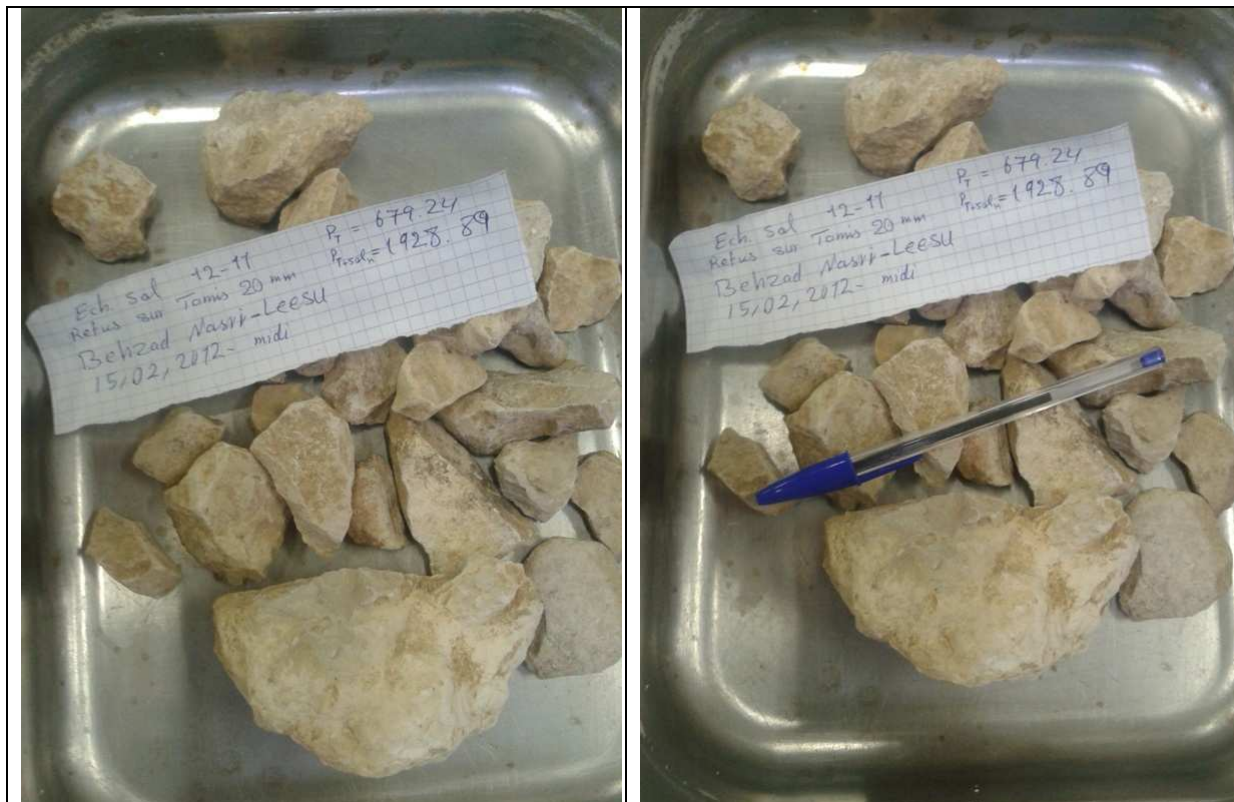


Photo 3. Les refus sur le tamis 20 mm de l'échantillon 12-11

Tableau 2. Tamisage humide ; les particules supérieur au 20 mm (refus sur tamis 20 mm)

Nom d'échantillon	Poids de tare (g)	Poids du sol sec (les refus sur tamis 20 mm+ la tare)	Poids du sol sec
12-11	679,24	1928,89	1249,65

4-2- On a répété le point 4-1 pour les particules passées le tamis 20 mm. Mais dans cette étape on a passé le mélange sol-eau par le tamis 0.08 mm. Cette fois pour faire passer les éléments fins on a utilisé une brosse pour mélange la boue dans le tamis 0.08 mm. Donc chaque fois on a récupéré les refus sur les tamis 0,08,

0,4 et 2 mm (les petites tailles) dans 3 récipients en plastique. Les particules passées au tamis 0,08 mm ont été récupérées dans le bac au dessous.

Note : pour éviter d'abimer le tamis 0.08 mm on a utilisé 2 tamis plus grand (0,4 et 2 mm) au dessus de tamis 0,08 mm pour tenir les éléments grossiers. Après tamisage on a mélangés des refus sur les tamis 0,08, 0,4 et 2 mm dans un autre bac. Dans ce bac il s'agit les particules supérieures au 0,08 mm et inferieures au 20 mm.

Le bac contenant les passants 0,08 mm a été laissé sur la pailleasse pour décanter (Photo 4).



Photo 4. Les particules passantes le tamis 0,08 mm laissé sur la pailleasse pour décanter

4-3- On fait le tamisage du sol 12-11 avec les tamis 10 et 6.3 mm par l'eau de robinet et les bacs et j'ai récupérer les refus sur ces deux tamis (comme le point 4-1).

4-4- Ensuite en utilisant les tamis 2, 0.8, 0.4, 0.2 et 0.08 mm on a fait un tamisage classique humide sur la tamiseuse et on a aussi récupéré les passant 0.08

mm dans un bac. On a mis les refus sur les tamis 10, 2, 0.8, 0.4, 0.2 et 0.08 dans l'étuve pour les sécher. Et après 24 heures ils ont été pesés (tableau 3). Après séchage on a récupéré les refus sur les tamis 0,08 mm et 0,2 mm comme les passants de tamis 0,4 mm (Photo 5).



Photo 5. Les refus sur les tamis après le séchage

Note :

Il faut faire attention que cette masse est la masse des particules inférieure au 0,400 mm et supérieure au 0,08 mm. Donc pour faire les essais qui ont besoin des particules inférieures 0,400 mm il faut mélanger les passants 0,080 mm avec cette masse. (Il ne faut pas oublier prendre une masse suffisante des passants 0,080 mm pour les essais qui ont besoin de passant 0,080 mm). Mais il faut faire un ratio pour mélanger. Dans le cas du sol 12-11 si on prendre 300 gr des passants 0,080 mm (300 g sur 1554,78 g) il faut mélanger la reste ($1554,78 - 300 = 1254,78$) avec $101,05 - (101,05 * (300 / 1554,78)) = 81,55$ g des passants 0,400 mm.

$P < 0,080 \text{ mm} = 1554,78 \text{ g}$

P<0,400 et >0,08 mm=101,05 g

Tableau 3. Analyse granulométrie du sol 12-11

tamais X (mm) Poids des particules refus sur tamais X (gr)	P0 poids de la tare (gr)	P1=Poids de la tare +le sol sec gr)	P2=poids du sol sec refus sur le tamais (gr)
20	679,24	1928,89	1249,65
10	490,28	723,37	233,09
6.3	164,23	268,00	103,77
2	587,32	831,09	243,77
0.8	494,73	603,60	108,87
0.4	485,24	534,62	49,38
0.2	680,66	724,74	44,08
0.08	314,23	371,20	56,97
Passants 0.08	?	?	?

Les deux bacs contenant les passants 0,08 mm ont été laissés sur la paillasse pour décanter. L'eau dans les deux bacs inférieurs au 0,08 mm a été siphonnée par un tube et les deux bacs ont été mis dans l'étuve. On a récupéré les passants 0.08 mm du sol 12-11 dans les deux grands bacs et on a pesé la masse (1554,78 gr). Tableau 4 représente le résultat final du tamisage humide du sol 12-11.

Tableau 4. Analyse granulométrie du sol 12-11

tamais X (mm) Poids des particules refus sur tamais X (gr)	P0 poids de la tare (gr)	P1=Poids de la tare +le sol sec (gr)	P2=poids du sol sec refus sur le tamais (gr)
20	679,24	1928,89	1249,65
10	490,28	723,37	233,09
6.3	164,23	268,00	103,77
2	587,32	831,09	243,77
0.8	494,73	603,60	108,87
0.4	485,24	534,62	49,38
0.2	680,66	724,74	44,08
0.08	314,23	371,20	56,97
<0.08	-	-	1554,78
Somme			3644,36

Le sol dans les 2 bacs de particule inférieure au 0,08 mm a été bien retiré et les particules fines se sont collées comme un tapis déchiré. La masse sèche des passants 0.08 mm du sol 12-11 est 1554,78 gr. Ce qui est remarquable est la masse des particules supérieures au 20 mm (1249,65 gr) par rapport à la masse des particules inférieures 0.08 mm (1554.78 gr). C'est-à-dire 34% et 43% de la masse totale de ce sol sont dans l'extrême gros et extrême fine.

On a mis toutes les particules inférieures au 0,080 mm dans un sachet et on a fermé la fermeture ZIP de sachet.

De plus un morceau des particules inférieures au 0,080 mm a été mis dans un sachet à fermeture ZIP pour le regarder au MEB (Photo 6).



Photo 6. Les passants 0,08 mm après le séchage

On a récupéré les passants 0,4 mm et les passants 0,08 mm pour faire les essais mécaniques du sol :

Détermination de la teneur en carbonate <0,400 mm (2 g)

Analyse granulométrique par sédimentométrie <0,080 mm (80 gr)

Mesure de la quantité et de l'activité de la fraction argileuse (bleu de méthylène) <0,080 mm (30 g)

Mesure de la quantité et de l'activité de la fraction argileuse (BET) <0,080 mm (30 g)

Les limite d'Atterberg <0,400 mm (200 g)

Observation MEB

Remarque : (ce qu'il faut faire pour compléter et valider le protocole)

Il faut peser l'échantillon humide (PH_total) avant que le tremper dans le bac et aussi il faut prendre un échantillon vers 50 gr (PH) pour mettre dans l'étuve pour le sécher (PS) et après faire le calcul de la teneur en eau réelle de l'échantillon (PH-PS)/ PS .Dans ce cas là en fin de l'essai et après peser tous les refus et le passant 0.08 mm et les additionner (PS_total), on peut estimer le pourcentage de perte de masse à cause de procédure de déroulement de l'essai.

Dans le cas de l'échantillon 12-11 :

PH_total=4095 g

et

PS_total=3644,36 g

Donc la perte d'eau (à cause de séchage) et aussi la perte de sol (à cause du déroulement de l'essai) ensemble est 450,64 gr. C'est-à-dire 12,36% par rapport à la masse sèche de l'échantillon.

5- Courbe granulométrique du sol 12-11

En utilisant la masse des refus sur chaque tamis, la courbe granulométrique du sol 12-11 a été faite.

